Besondere Beilage
zur
[Deu]tschen Medizinal-Zeitung.

Das Höhenklima

in meteorologischer, physiologischer und therapeutischer Beziehung.

Von

Dr. August Ladendorf
in St. Andreasberg.

Erster Teil:

Das solare Klima. — Das Höhenklima.

Berlin 1889.
Verlag von Eugen Grosser.

Das Höhenklima

in meteorologischer, physiologischer und therapeutischer Beziehung.

Von

Dr. August Ladendorf
in St. Andreasberg.

Erster Teil:

Das solare Klima. — Das Höhenklima.

Berlin 1889.

Verlag von Eugen Grosser.

Erster Teil.

Wenn wir von dem Klima eines Ortes sprechen, so verstehen wir darunter nicht eine Kraft, die dem Orte an sich zukommt und ihm unveräufserlich anhaftet, sondern den Inbegriff einer Reihe von atmosphärischen Einflüssen, der durch die verschiedenartigsten Faktoren modifizirt werden kann. Denken wir uns beispielsweise die Erde als vollständig ebene flache Scheibe, deren eine Seite stets unter gleichem Winkel der Sonne zugekehrt wäre, so würden alle Punkte derselben jahraus jahrein dieselbe Temperatur haben, solange die Erdmasse selbst stets die gleiche Beschaffenheit hätte. Jedes gröfsere Wasserbecken, jede Veränderung in der Farbe und Konsistenz in der Erdmasse, kurz, jede Veränderung in der Bodenbeschaffenheit wird die Temperatur schon wesentlich beeinflussen. So kann es kommen, dafs zwei nahe bei einander gelegene Orte ganz verschiedene Klimate besitzen, während zwei entfernt gelegene nahezu das gleiche oder doch ein sehr ähnliches Klima haben. Es ist also klar, dafs, wenn wir das Klima eines Ortes gründlich kennen lernen wollen, wir nicht blofs den Einflufs der Sonnenstrahlung und ihrer Folgen zu untersuchen haben, sondern auch die physischen Verhältnisse, die jenen mehr oder weniger verändern, betrachten müssen. Die Sonnenstrahlung oder das sogenannte solare Klima ist aber bisher in den medizinisch-klimatologischen Aufsätzen so wenig berücksichtigt worden, dafs wir zum allgemeinen Verständnisse hier etwas näher darauf eingehen müssen.

Das solare Klima.

Die Gröfse der Besonnung, welche ein Ort von der Sonne empfängt, hängt von dem Winkel ab, unter welchem die Strahlen einfallen und von der Dauer der Besonnung oder, da diese von der Dauer des Tages abhängig ist, von der Tageslänge. Die

Wahrheit des Gesagten ergiebt sich leicht. Die von der Sonne herkommenden Strahlen fallen, wenn sie senkrecht zur Fläche, also unter rechtem Winkel eintreffen, auf die kleinste Fläche, auf eine gröſsere dagegen, wenn sie die Erde unter einem spitzen oder stumpfen Winkel treffen. Für letztere ist also die Summe der Bestrahlung die gleiche wie für die kleinste Fläche, d. h. jeder Punkt derselben erhält eine geringere Bestrahlung als in der senkrecht getroffenen Ebene. Das nebenstehende Schema giebt die Verhältnisse sehr klar wieder. Die kleinste Ebene EA erhält dieselbe Besonnung wie die Ebene EK und die noch gröſsere Ebene EG. Bezeichnen wir nun die Intensität der Bestrahlung für EA mit J, die für EG mit J', so verhält sich

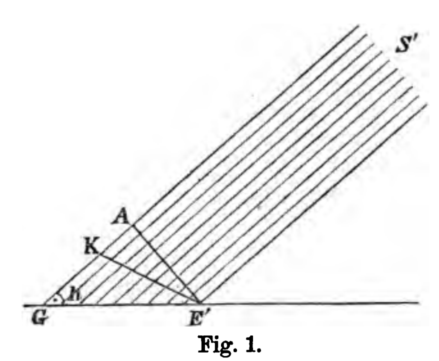


Fig. 1.

$$J : J' = EG : EA.$$

Es ist also $J' = J . \frac{EA}{EG}$ oder gleich $J \sin h$. So würden sich die Verhältnisse etwa unter den Tropen gestalten, wenn die Sonne im Zenith stände, und, kleine Fehler abgerechnet, sind die Werte für die Bestrahlung an zwei verschiedenen Punkten der Tropen annähernd dieselben, wie man sie nach diesem Gesetze erhält.

Die Dauer der Besonnung oder der Einfluſs der Tageslänge macht sich besonders in den höheren Breiten geltend. Dieser Einfluſs ist so bedeutend, daſs, während zum Beispiel zur Zeit des Frühlings-Äquinoktiums, am 20. März, der Nordpol gar keine Besonnung erfährt, er am 5. Mai fast schon ebensoviel Licht und Wärme erhält, wie der Äquator und am 21. Juni die Summe der Bestrahlung am Pol weit gröſser ist, wie am Äquator. Setzen wir die Strahlenmenge, die der Äquator am 20. März erhält, gleich 1000, so verteilt sich die Besonnung in folgenden Verhältniszahlen:

Nordpol	62°	43½°	Äquator	66½° S.
1203	1092	1109	881	0.

Der Pol erhält also im Sommer um ¼ mehr Licht und Wärme wie der Äquator überhaupt und um ⅓ mehr wie letzterer

zur gleichen Zeit. An 56 Tagen ist die Bestrahlung am Pol gröfser wie an irgend einem anderen Punkte der Erde, und an 84 Tagen gröfser als die gleichzeitig am Äquator vorhandene. (Am Nordpol vom 10. Mai bis 3. August.)

Die Intensität der Bestrahlung richtet sich ferner nach dem Abstande der Erde von der Sonne, sie ist also gröfser, wenn sich die Erde in der Sonnennähe befindet, kleiner, wenn sie in der Sonnenferne ist. Daraus folgt weiter, da im Dezember die Erde in der Sonnennähe sich befindet, dafs die Bestrahlung in der südlichen Hemisphäre während ihres Sommerhalbjahres gröfser ist, als im Sommer der nördlichen, und umgekehrt, dafs sie im Winterhalbjahr bei unseren Antipoden kleiner ist, als in unserm Winter. Es erhält der Südpol am 21. Dezember um etwa 80 Strahlenmengen mehr als der Nordpol am 21. Juni, während im Winter die Bestrahlung der südlichen gemäfsigten Zone um 7—9 % geringer ist, wie in der gleichen Jahreszeit der nördlichen gemäfsigten Zone. Im Laufe des Jahres gleicht sich dieser Unterschied wieder aus, da die Sonne südwärts vom Äquator um etwa eine Woche weniger verweilt, als nördlich von demselben.

Die Bestrahlung ist nun aufserdem noch von den Vorgängen auf der Sonne selbst abhängig. Neuere Untersuchungen von Vogel haben ergeben, dafs dieselbe in den Jahren mit bedeutenden Sonnenflecken geringer ist, wie in der fleckenfreien Periode. Setzt man die Strahlungsintensität der fleckenfreien Sonne gleich 1000, so betrug dieselbe während des fleckenreichen Jahres an einem wolkenlosen Tage im:

Juni . . .	997,7
Juli . . .	998,2
August . .	999,8
September .	998,9
Oktober . .	996,7.

Die Erde empfängt aber nicht die ganze Menge der Sonnenstrahlung, sondern ein grofser Teil derselben wird durch die Atmosphäre absorbirt. An der Grenze der irdischen Lufthülle beträgt dieselbe für den Quadratcentimeter nach Violle's Berechnung 2,5 Wärmeeinheiten, während Langley diesen Wert, die sogenannte Solarkonstante, auf 3,068 Kalorien berechnet. Die Absorption seitens der Atmosphäre ist nun um so bedeutender, einen je weiteren Weg die Strahlen durch dieselbe zurücklegen müssen. Denken wir uns die Dicke der Atmosphäre gleich 1, so erhalten wir nach Bouguer:

bei einer Sonnenhöhe von	eine Dicke der Atmosphäre von	eine durchgehende Strahlenmenge von
0°	35,50	0,000
5°	10,20	0,053
10°	5,56	0,202
20°	2,90	0,434
30°	1,99	0,564
50°	1,31	0,687
70°	1,06	0,736
90°	1,00	0,750

Im Durchschnitt wird also in unseren Breiten fast die Hälfte der täglichen Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre absorbirt. Es ist nun aber nicht, wie es nach dieser Tabelle scheinen könnte, die Absorption für gleiche Luftmassen gleich grofs. Langley mafs an demselben Tage zu verschiedenen Tageszeiten, die aber so gewählt waren, dafs der Sonnenstrahl stets die gleiche Bahn in der Atmosphäre durchlaufen mufste, in Lone-Pine in einer Meereshöhe von 1146 m 1,749 Wärmeeinheiten, auf dem Mount Whitney, in 3543 m Seehöhe dagegen morgens 9 Uhr 30 Min. 1,836 und nachmittags 2 Uhr 30 Min. 1,830.

Wie bekannt, äufsern die Strahlen im Sonnenspektrum ihre Wirkung in dreifacher Weise, als wärmende, leuchtende und chemische. Die vorwiegend wärmenden Strahlen sind am roten Ende des Spektrums vertreten, die leuchtenden in der Mitte im Gelb und die chemischen am blauen Ende. Langley hat nun mittels seines Bolometers Beobachtungen über die Intensität der einzelnen Strahlen des Spektrums angestellt. Seine Messungen erstreckten sich über Strahlen von einer Wellenlänge von 0,35 μ ($\mu = 0{,}001$ mm) bis zu 1,0 μ, d. h. vom violetten Ende des Spektrums bis über das rote hinaus und wurden zu verschiedenen Zeiten, bei hohem und tiefem Sonnenstande angestellt. Wir geben in der folgenden Tabelle diese bolometrischen Werte für Strahlen verschiedener Länge wieder*) und fügen des Vergleiches halber die entsprechenden Werte für die Grenze der Atmosphäre, wie sie Langley berechnet hat, bei:

*) Zusammengestellt von Pernter nach den Langley'schen Untersuchungen.

Strahlenlänge μ	Bolometrische Werte gemessen bei tiefem Sonnenstande	hohem Sonnenstande	berechnet für die Grenze der Atmosphäre
violett 0,375	27	112	353
violett 0,400	63	235	683
violett 0,450	140	424	1031
violett 0,500	225	570	1203
gelb 0,600	311	621	1083
gelb 0,700	324	553	849
rot 0,800	246	372	519
rot 0,900	167	238	316
rot 1,000	167	235	309

Aus dieser Tabelle geht klar hervor, dafs nicht die hellen leuchtenden und wärmenden Strahlen am roten Ende des Spektrums bei tiefer gehender Sonne bedeutend an Energie verlieren, sondern dafs hauptsächlich die dunklen absorbirt werden.

Bei senkrechtem Stande der Sonne gehen nach Bouguer 75% von den wärmenden Strahlen durch die Atmosphäre, von den Lichtstrahlen 81%, nach anderer Berechnung sogar 88%, von den chemisch wirkenden dagegen nur 44% und von den dunklen mit blofsem Auge unsichtbaren Strahlen 40%.

Wie bedeutend die Absorption durch die Atmosphäre ist, zeigt sich auch aus den aktinometrischen Beobachtungen, die Langley an den beiden oben erwähnten Orten, in Lone-Pine und dem Mt. Whitney, anstellte. Dieselben berücksichtigen allerdings nur die Wärmestrahlen, zeigen aber doch die Differenz zwischen hohem und tiefem Sonnenstande sehr deutlich. In Lone Pine erhielt derselbe folgende Werte:

Beobachtungszeit	Intensität der Strahlung im Mittel in Wärmeeinheiten	Abstand der Sonne vom Zenith	durchlaufene Luftmasse
7a—7,30a	1,441	70° 33′	19,76
7,30a—8a	1,571	64° 33′	15,38
11,30a—12a	1,696	26° 38′	7,42
12a—12,30p	1,718	26° 7′	7,39
4p—4,30p	1,423	60° 58′	13,66
4,30p—5p	1,355	66° 56′	16,84

Auffallend ist in dieser Tabelle, dafs der kalorimetrische Effekt nachmittags 4 Uhr nahezu um 10% geringer ist, wie morgens um 8 Uhr, trotzdem die Sonne höher stand und ihre

Strahlen einen kürzeren Weg in der Atmosphäre zu durchlaufen hatten.

Die gleichzeitig auf dem Mount Whitney angestellten Beobachtungen ergaben dagegen nachfolgende Resultate:

Beobachtungszeit	Intensität der Strahlung im Mittel in Wärmeeinheiten	Abstand der Sonne vom Zenith	durchlaufene Luftmasse
7,42a—8,12a	1,752	62° 19′	10,72
11,30a—12a	1,882	26° 38′	5,61
12p—12,30p	1,909	26° 7′	5,58
4p—4,30p	1,617	65° 58′	10,32
4,30p—4,50p	1,554	66° 56′	12,73

Hier ist also die Wärmestrahlung zu jeder Tageszeit bedeutender, wie in dem 2400 m niedriger gelegenen Lone-Pine.

Noch lehrreicher und für die Gröfse der Absorption, welche die einzelnen Strahlen erleiden, bezeichnender ist die folgende Tabelle, deren Zahlenwerte Langley durch gleichzeitige Beobachtungen an den beiden Stationen erhielt:

Strahlenlänge	Bolometrische Energie							
	an der Grenze d. Atmosph.	in Lone Pine Zenithabstand			auf dem Mt. Whitney Zenithabstand			
μ		22° 38′	62° 4′	72° 17′	29° 21′	47° 59′	63° 46′	77° 44′
0,350	—	25,1	10,0	0,0	39,9	14,8	16,3	5,4
0,375	353	28,4	15,7	4,0	43,8	23,2	20,3	12,8
0,400	683	50,1	29,6	12,4	71,5	68,0	42,1	35,3
0,450	1031	110,6	88,3	71,1	174,2	162,5	149,3	118,5
0,500	1203	153,9	129,5	117,6	229,0	214,4	203,2	160,0
0,600	1083	201,0	177,0	160,7	249,7	240,4	228,1	183,5
0,700	849	191,1	180,7	162,5	214,8	218,3	204,6	176,1
0,800	519	155,5	151,7	134,3	159,4	165,3	157,9	136,9
1,000	309	100,2	94,6	82,1	100,4	100,4	94,7	81,1
1,200	—	76,4	58,5	51,4	72,1	69,1	60,0	49,1
1,400	—	58,0	44,4	38,8	56,1	50,5	43,8	32,7
1,600	—	42,5	32,7	28,6	42,7	37,8	33,1	24,1
1,800	—	29,6	22,9	20,0	30,8	27,5	23,8	17,2
2,000	—	18,9	14,7	12,9	20,4	18,7	15,8	11,4
2,200	—	10,1	7,9	6,9	11,4	10,5	9,0	6,6
2,400	—	3,2	2,5	2,2	3,8	3,6	3,2	2,6

Aus dieser Tabelle ist klar ersichtlich, dafs die dunklen Strahlen am meisten von der Atmosphäre absorbirt werden, weniger die leuchtenden (um 0,600 μ herum) und am wenigsten die roten und besonders die ultraroten.

Als diejenigen in der Atmosphäre enthaltenen Stoffe, welche hauptsächlich die Strahlen absorbiren, sind nach den bisherigen Beobachtungen die Kohlensäure und das suspendirte flüssige Wasser anzusehen. Lecher fand unter Benutzung einer innen geschwärzten Glasröhre, welche eine mit einem Galvanometer verbundene Thermosäule enthielt und eines Pouillet'schen Pyrheliometers, dafs eine Kohlensäureschicht von 1,05 m bei hohem Sonnenstande 13 % der Wärmestrahlen absorbirt. Mit sinkender Sonne nahm die Absorption rasch ab und war bei niedrigem Stande derselben kaum noch merklich. Berechnet man die in der Zenithhöhe vorhandene Kohlensäure der Atmosphäre, so ergiebt sich eine Schicht von 2,4 m; die durch pyrheliometrische Messungen gefundene Absorption beträgt aber gerade etwa 26 %.

Lecher und Pernter konnten von dem Wasserdampf gleichfalls darthun, dafs derselbe die Wärmestrahlen absorbire. Kapitän Abney und Festing haben durch Photographiren des Sonnenspektrums bei trockenem und feuchtem Wetter gefunden, dafs bei letzterem der ultrarote Teil des Spektrums*) mehr oder weniger verschwand, und sie konnten denselben Erfolg erzielen, wenn sie die Strahlen durch verschieden dicke Wasserschichten hindurchgehen liefsen. Becquerel kam auf anderem Wege zu demselben Ziel. Er liefs das Spektrum längere Zeit auf einen mit einer phosphorescirenden Substanz bestrichenen Schirm fallen und erhielt dann ein Bild des ultraroten Teiles. Auch hierbei zeigte sich eine mit dem Feuchtigkeitsgehalte zunehmende Absorption. Auch Becquerel konnte durch Einschieben von flüssigem Wasser verschiedener Dicke den Beweis liefern, dafs dem Wasser die Absorptionsfähigheit zukomme. Während diese ganz verschiedenen Versuche zum gleichen Ziele führten, behauptete Prof. Tyndall, dafs der in der Luft befindliche gasförmige Wasserdampf diese Wirkung ausübe. Indessen sprechen dagegen, abgesehen von den erwähnten Experimenten, auch Langley's Versuche, wonach von den roten Strahlen etwa $^1/_3$ der ursprünglichen Menge zur Erde gelangt, von den leuchtenden $^1/_5$ und von den dunklen Strahlen nur $^1/_{13}$, und wonach bei zunehmendem Wasserdampfgehalt der Luft die Absorption der leuchtenden Strahlen zunahm, nicht aber die der dunklen ultraroten Wärmestrahlen.

---

*) Langley konstatirte, dafs in dem normalen, mittels eines Gitters hervorgerufenen Spektrum, das auch den ultravioletten und ultraroten Teil zeigt, das Wärmemaximum im Orange liegt, vom Blau schnell nach dem Ultraviolett abnimmt, aber am anderen Ende erst tief im Ultrarot sich allmählich verringert.

Langley fand nun ferner, dafs das Mafs für die Gröfse der Absorption, welche die Atmosphäre den einzelnen Strahlen gegenüber besitzt, d. i. der Absorptionskoefficient, für verschiedene Höhen verschieden ist (selektive Absorption) und dafs in der Nähe der Erdoberfläche die Luft besonders für die Strahlen kurzer Wellenlänge viel weniger durchsichtig ist, als die Luft in höheren Schichten (vgl. die letzte Tabelle). Die Ursache dieser Erscheinung ist in der gröfseren Menge von Staub und Wasserdampf der Ebene zu suchen.

Den täglichen Gang der Wärmestrahlung anlangend, so erreicht dieselbe nach Crova ihr Maximum morgens 10 Uhr, dann schwankt sie, erreicht nachmittags 4 Uhr ein zweites Maximum und nimmt später allmählich ab. Sie ändert sich nach demselben Beobachter ferner mit der Jahreszeit und betrug zu Montpellier im:

	Wärmeeinheiten		Wärmeeinheiten
Dezember	1,00	Juni	1,06
Januar	1,05	Juli	1,07
Februar	0,98	August	1,00
März	1,06	September	0,93
April	1,13	Oktober	0,92
Mai	1,15	November	1,15

Nach dieser Besprechung wird uns das Verständnis der meteorologischen Verhältnisse des Höhenklimas weniger Schwierigkeiten machen.

Das Höhenklima.

Im Gegensatz zu den beiden der Ebene zukommenden Klimaten, dem See- und Landklima mit seinen Unterarten, besitzt das Höhenklima eine Reihe scharf ausgesprochener Eigentümlichkeiten, die es wesentlich von jenen Klimaten unterscheiden und welche, da sie durch die Erhebung über das Flachland selbst bedingt sind, jedem Gebirge zukommen und mit der Höhe in geradem Verhältnis zunehmen.

Eine der am regelmäfsigsten eintretenden Veränderungen beim Ersteigen eines Gebirges ist die Abnahme des Luftdruckes. Die Physik lehrt uns, dafs am Meeresstrande bei 10,5 m Erhebung das Barometer um 1 mm fällt. Dieses Verhältnis gilt aber nur bis zu einer Höhe von rund 70 m, von da ab fällt das Barometer schon langsamer und um so langsamer, je höher man sich erhebt. Die folgende Tabelle zeigt uns das Verhältnis, nach welchem die Steigung erforderlich ist, um das Barometer um 1 mm zum Fallen zu bringen.

Seehöhe	Erforderl. Steigung pro 1 mm hg	Unterschied
0	10,5	—
500	11,1	0,6
1000	11,8	0,7
1500	12,6	0,8
2000	13,4	0,8
2500	14,3	0,9
3000	15,2	0,9
3500	16,2	1,0
4000	17,3	1,1
4500	18,4	1,1
5000	19,6	1,2

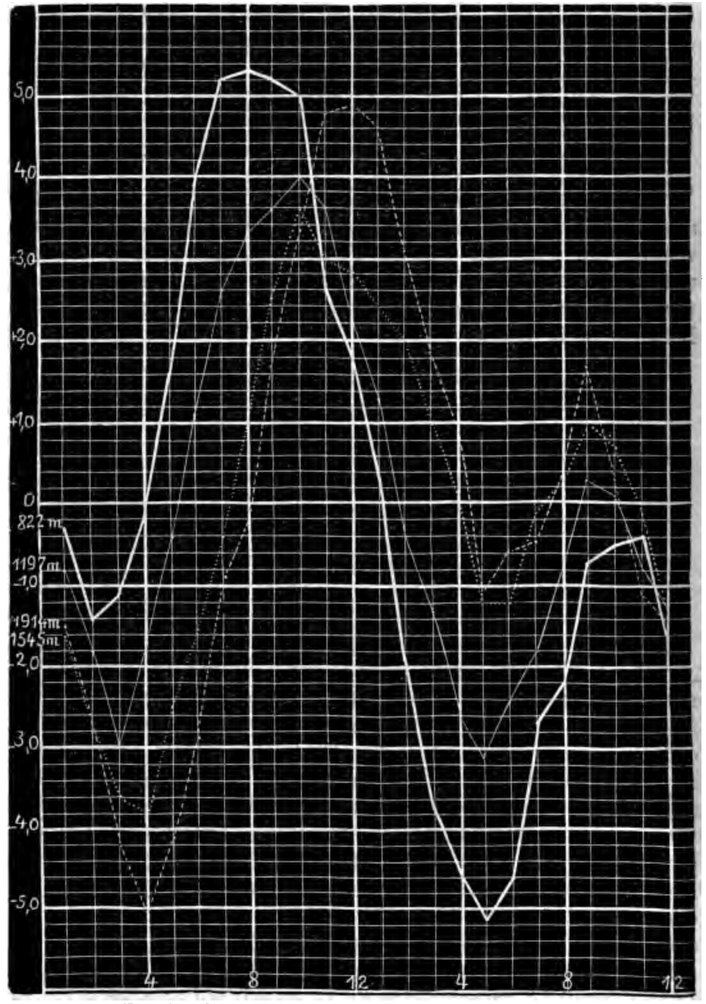
Der Luftdruck ist nun aber noch von der Temperatur abhängig, und auch hier ist nicht ein regelmäfsiges Verhältnis vorwaltend, sondern gleiche Temperaturunterschiede bringen mit steigender Höhe gröfsere Differenzen am Barometer hervor. Für je einen Temperaturgrad beträgt die Änderung im Luftdrucke in einer

Seehöhe von	mm
0	0,00
500	0,16
1000	0,32
1500	0,44
2000	0,56
2500	0,67
3000	0,76
3500	0,84
4000	0,91

Eine Temperatursteigerung von 5°, die in Meereshöhe noch gar kein Steigen des Barometers verursacht, bewirkt in den höchst bewohnten Gegenden von 4000—5000 m schon eine Steigerung um 5 mm. Die Erklärung dieser Erscheinung ist in dem infolge der Erwärmung hervorgerufenen aufsteigenden Luftstrom zu suchen. Ein Teil der Sonnenwärme wird, wie wir im allgemeinen Teile vom Solarklima erfahren haben, von der Luft selbst absorbirt. Dieselbe dehnt sich infolgedessen aus und zwar hauptsächlich nach der Richtung des geringsten Druckes, nach oben, Nun ist klar, dafs die daraus resultirende Vergröfserung der Luftsäule um ein bestimmtes Mafs in einer Höhe von 4000 m eine bedeutendere Zunahme des Luftdruckes zur Folge haben mufs, als am Meeresstrande.

Der Luftdruck zeigt im Gebirge aber noch weitere Eigentümlichkeiten. Die täglichen Schwankungen des Barometers zeigen in der Ebene fast aller Orten den gleichen Verlauf, und zwar lassen sich an den Kurven deutlich zwei Maxima, das eine am Vormittag, das andere am Abend, und zwei Minima,

Fig. 2.



Täglicher Gang des Barometers auf dem Mount Washington in 4 verschiedenen Höhen.

das eine am Morgen und das zweite am Nachmittage, erkennen. Das Maximum des Vormittags bildet das Hauptmaximum und das Minimum des Nachmittags das Hauptminimum. Pernter*) fand nun durch Rechnung aus dem vorhandenen Beobachtungsmaterial, dafs sich mit der Erhebung

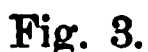
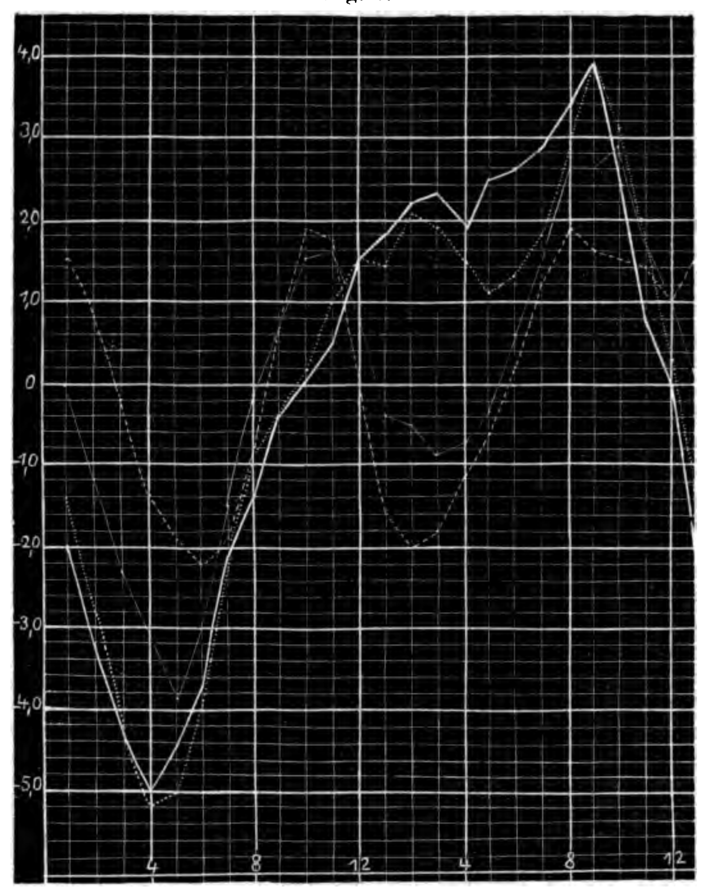


Fig. 3.



Täglicher Gang des Barometers auf Säntis (2467 m) in den 4 Jahreszeiten.

in die Höhe anfänglich die Kurve des täglichen Ganges verflacht, indem sich das tiefe Nachmittags-



Zur Zeichen-Erklärung.

*) D. M.-Z. 28/83.

minimum auszufüllen beginnt, während sich das geringe Morgenminimum mehr und mehr einsenkt. Bei steigender Höhe schreitet dieser Prozefs fort, so dafs das Morgenminimum zum Hauptminimum wird. Daraus folgt, dafs die tägliche Amplitude anfänglich mit der Höhe abnimmt, um dann wieder zuzunehmen. Die vorstehende Kurve (Fig. 2.) haben wir nach den stündlichen Beobachtungen auf dem Mount Washington zusammengestellt, da sich aus derselben das eben Gesagte auf einen Blick klar und deutlich ersehen läfst.

Das Abendmaximum, welches in der Niederung nur klein ist, wird mit der Höhe immer gröfser, bis es endlich zum Hauptmaximum wird. (Fig. 3.)

Der tägliche Gang des Luftdruckes ist in der warmen und kalten Jahreszeit in der Höhe verschieden. Das Mittagmaximum tritt nämlich im Sommer im Gebirge später ein, als im Winter und das Nachmittagmaximum ist in der warmen Jahreszeit bedeutend gröfser. Dieser Vorgang nimmt mit steigender Höhe gleichfalls zu. Das Abendmaximum unterliegt in geringeren Höhen bis zu 2000 m kaum einer Veränderung, ist aber in gröfseren Höhen im Sommer ungewöhnlich hoch, während es im Winter zum sekundären Maximum herabsinkt. Auch das Nachmittagsminimum sinkt im Winter in gröfserer Höhe bis zur Tiefe des Morgenminimums. Die Beobachtung auf dem Säntis (2467 m) zeigen diese Veränderungen in sehr klarer und deutlicher Weise. (Fig. 2.)

Etwas anders gestaltet sich der tägliche Gang des Barometers in den Gebirgsthälern, die sich durch eine grofse Amplitude auszeichnen. Am charakteristischsten ist für dieselben das tiefe Nachmittagsminimum, während das Morgenminimum, besonders im Winter, fast völlig verflacht ist. Das Morgenmaximum tritt sehr früh, um 8 Uhr, ein, das Abendmaximum, das sich erheblich mehr als im Flachlande ausbildet, verspätet sich bedeutend, bis gegen 1 Uhr nachts. Es hängen diese Erscheinungen damit zusammen, dafs am Tage die erwärmten Luftschichten aufwärts zur Höhe steigen, während sich nach Sonnenuntergang die kalten, dichteren Luftmassen der Höhe in die Thäler senken.

Ähnlich gestaltet sich der Verlauf der Luftdruckkurve auf den Hochebenen, indessen können hier die Verhältnisse im Einzelnen aufserordentlich verschiedenartig sein. Ein Beispiel mag dies zeigen. Auf dem Plateau der Rocky Mountains zeigt sich bei gröfserer Höhe keineswegs eine regelmäfsige Abnahme der täglichen Amplitude, vielmehr zeigen oft höher

gelegene Stationen eine gröfsere Oscillation wie niedriger liegende. So hat beispielsweise

	Meereshöhe	Tägliche Amplitude
Santa Fé	2147	1,9
Trinidad	1842	1,8
Labran	1590	1,7
Colorado Springs .	1829	2,0
Georgetown . . .	2617	2,2
Hughes Col. . . .	1531	2,1
Cheyenne	1841	1,7
Laramie	2171	1,7
Green River . . .	1858	1,9
Fort Steele . . .	2085	1,5
Gunnison	1568	2,1
Salt Lake City . .	1320	2,0
Beaver	1802	2,4
Pioche	1811	1,4
Cottonwood Springs	1015	2,0
Camp Independence	1206	2,8
Sherman	2533	0,8

Der tägliche Verlauf des Luftdruckes auf dem Plateau des Felsengebirges wird charakterisirt durch frühes Eintreten des ersten Maximums um 8 Uhr morgens, starkes Fallen des Barometers bis zum deutlich ausgeprägten Nachmitttagsminimum gegen 5 Uhr, sekundäres Maximum gegen Mitternacht und ganz unbedeutendes Morgenminimum. Der Gang des Luftdruckes gleicht also dem in der Ebene. Nur die auf vorspringenden Höhenzügen liegenden Orte haben eine den Gipfelstationen ähnliche Kurve. Die Erklärung dieser scheinbaren Unregelmäfsigkeit bietet keine Schwierigkeit, wenn wir die örtlichen Cirkulationsverhältnisse der Luft im Auge behalten. Steigt im Laufe des Vormittags die Temperatur infolge der Erwärmung, so steigt ein Teil der Luft, die in und über den Thälern lagert, an den Abhängen empor zu den Gipfeln und Hochebenen, wo infolgedessen der Luftdruck steigt. Ist die Zeit der gröfsten Wärme überschritten, so fliefst weniger Luft von unten her zu, während sie in den oberen Schichten der Atmosphäre nach allen Seiten hin schon abgeflossen ist und noch abfliefst. Daher sinkt allmählich der Luftdruck wieder bis gegen Abend, wo die beginnende Abkühlung die Luft aus den oberen Schichten nach unten führt. Es wird also der Luftdruck wieder etwas steigen. Verdichtet sich dann infolge der gröfseren Strahlung in den Thälern die Luft gegen Morgen mehr, so sinkt der Luftdruck etwas; da aber die Luft von

dem Plateau nicht schnell genug nach unten in die Thäler abfliefsen kann, so ist das Morgenminimum selbstverständlich sehr gering.

Auch die Schwankungen zwischen den Mitteln der einzelnen Monate nehmen mit der Höhe sichtbar ab. Es hat Aalesund (14,4 m) den höchsten mittleren Barometerstand im Mai mit 757,9 mm, den niedrigsten im Dezember mit 752,4 mm, also einen Unterschied von 5,5 mm, Dover (643,2 m) den höchsten im Juni mit 701,3 mm, den niedrigsten im Dezember mit 697,1 mm, also eine Differenz von 4,2 mm. Eine gleiche Abnahme ist im Himalaya beobachtet worden. Während die Differenz zwischen höchstem und niedrigstem Monatsmittel in der Niederung 13,2 mm beträgt, ist sie in Leh 3,6 mm. Sehr deutlich tritt diese Abnahme der monatlichen und jährlichen Schwankung auch aus der folgenden Tabelle hervor, in der wir den Unterschied zwischen dem höchsten und niedrigsten Barometerstand für die einzelnen Monate zusammengestellt haben. Die Jahresschwankung giebt den Unterschied zwischen dem höchsten und niedrigsten Stande des Barometers im Verlaufe des Jahres an. Es betrug die monatliche Schwankung im:

	Braunschweig 83 m	Klausthal 592 m	Sonnenberg 774 m
Januar	38,2	32,8	30,6
Februar	28,8	23,9	22,3
März	31,4	28,8	28,5
April	27,3	27,1	24,4
Mai	21,8	22,4	18,8
Juni	19,9	18,0	26,5
Juli	11,9	11,6	10,0
August	18,6	17,6	15,7
September	23,4	22,4	21,1
Oktober	28,8	27,0	23,2
November	29,7	27,1	25,1
Dezember	31,1	29,5	28,8
Mittel	25,9	23,9	22,9
Jahresschwankung	40,6	37,1	33,5

Es ist also in sämtlichen Monaten die Schwankung in den beiden höher gelegenen Stationen geringer, wie in der Ebene, nur im Mai ist sie in Klausthal um 0,6 mm gröfser, wie in Braunschweig und im Juni auf dem Sonnenberge um 6,6 mm höher wie in Braunschweig und um 8,5 mm gröfser wie in Klausthal. Es liegt der Grund dieser gröfseren Schwankung jedenfalls darin, dafs nach den höher gelegenen Punkten des nur schmalen Harzrückens die erwärmte Luft von den nördlich und südlich gelegenen Niederungen und Thälern all-

seitig zusammenströmen kann, wodurch der Luftdruck relativ mehr erhöht wird, wie im Flachlande. In Denver (1600 m) beträgt die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten Monatsmittel des Barometerstandes 14,4 mm, auf dem 4322 m hohen Pikes-Peak dagegen nur 4,37 mm.

Hat die Abnahme des Luftdruckes mit der Höhe auch für den Laien nichts Auffallendes, so hat die Zunahme der Insolation für jeden Nichtmeteorologen etwas Staunenerregendes. Wir haben oben gesehen, dafs die Insolation hauptsächlich durch drei Momente bedingt ist, durch den Einfallswinkel der Sonnenstrahlen, durch die Dichtigkeit der Atmosphäre und durch den Feuchtigkeits- beziehungsweise Kohlensäuregehalt derselben. Der Einfallswinkel bleibt nun mit der Erhebung in die Höhe bei gleichem Sonnenstande nicht stets derselbe, sondern richtet sich ganz nach der Gestalt und Lage der Berge, ist also bei steileren und nach Süden gelegenen Bergen gröfser, wie bei weniger steilen und den nach nördlicher Richtung zu abfallenden Hängen. Auch die Dichtigkeit der Atmosphäre nimmt nicht gleichmäfsig ab, sondern, wie wir oben gesehen haben, bei steigender Höhe langsamer, oder mit anderen Worten, die Intensität der Besonnung nimmt am Fufse eines Berges schneller zu, wie in gröfseren Höhen. Auch der Wasserdampf der Atmosphäre nimmt bei steigender Höhe schneller ab, wie der Luftdruck, so dafs also auch dadurch die Sonnenstrahlung in höher gelegenen Orten vermehrt wird. Aus dem Gesagten folgt also, dafs die Insolation mit steigender Höhe nicht gleichmäfsig zunimmt, wie sich aus der nachfolgenden Tabelle deutlich ergiebt. Dieselbe enthält den Unterschied zwischen dem Maximum im Schatten und dem Maximum des Radiationsthermometers*), welche Angaben im streng meteorologischen Sinne indessen nur relativen Wert besitzen. Es betrug dieser Unterschied in:

	Seehöhe m	Jahresmittel Grad	Maximum Grad
Bareilly . .	174	28,9	30,7
Roorkee . .	270	29,6	31,0
Dehra . . .	680	30,5	32,2
Ranikhet . .	1850	31,9	34,8
Chakrata . .	2150	37,7	39,5

Wir notirten hier an einem sehr kühlen, trockenen Wintertage als Maximum im Schatten — 7,6° C., als Maximum am Radiationsthermometer + 44,2° C., also einen Unterschied von 51,8°. Der absolute Feuchtigkeitsgehalt der Luft betrug an diesem Tage 2,02 grm auf 1 cbm Luft.

*) Berufstes Thermometer in einer luftleer gemachten Glashülle

Das tägliche Maximum der Bestrahlung, welches 1 qcm Fläche bei normaler ungehinderter Bestrahlung während einer Minute empfängt, ist in Zürich gleich 1,10—1,32 Wärmeeinheiten, auf dem St. Gotthard (2100 m) gleich 1,38—1,41 und auf dem Pizzo Centrale (ca. 3000 m) 1,52. Violle fand durch Beobachtung die Intensität der Sonnenstrahlung in:

	Seehöhe m	Wärmeeinheiten	%
Paris	60	1,80	100,0
Bossongletscher .	1200	2,02	112,0
Grands Mulets .	3050	2,26	125,0
Montblanc . . .	4810	2,39	132,7

Die letzte Reihe giebt die Werte der Bestrahlung in Prozenten, dem für Paris erhaltenen gleich 100 gesetzt. Die Intensität der Bestrahlung ist also auf dem Montblanc um 15,5 % grőſser wie am Bossongletscher und um 26 % grőſser als im Niveau von Paris. Auch aus diesen Zahlen ist ersichtlich, daſs die Bestrahlung mit steigender Höhe langsamer abnimmt und zwar bis zu dem Punkte, wo die Höhe der Wolken überschritten wird. Wie bedeutend in gröſseren Höhen die Sonnenstrahlung ist, ergiebt sich aus den Messungen der Forschungsreisenden. So sah Cayley am 11. August 1867 das Radiationsthermometer in Leh auf 101,7° C. steigen. Ralph Copeland beobachtete in Vincocaya (4377 m) einmal am Radiationsthermometer einen höheren Stand wie der lokale Siedepunkt betrug, während gleichzeitig das feuchte Thermometer mit Eis bedeckt war.

Wie sehr der Wasserdampf die Sonnenstrahlen absorbirt, zeigt sich aus folgender Beobachtung, die wir hier in Andreasberg anstellen konnten. In der Zeit von 12.—21. Januar 1882 notirten wir folgende Beobachtungen:

Januar 1882	Temperatur im Schatten		Maxim. d. Insolation	Unterschied zw. Maxim. d. Schattens u. der Sonne	Barometer	Relative Feuchtigkeit		Bewölkung	Himmels-ansicht.
	Min. —	Max. +	+			9 a %	2 p %		
12	1,5	2,5	34,1	31,6	720	95	92	7-1	heiter
13	5,8	0,2	30,7	30,5	725	96	80	0	do.
14	5,6	1,9	34,9	33,0	725	67	75	1 F	do.
15	5,5	4,6	39,1	34,5	728	48	38	1 F	do.
16	0,5	9,2	39,7	30,5	832	58	54	0	do.
17	0,6	8,2	39,4	31,2	732	68	58	0	do.
18	1,2	7,3	35,7	28,4	731	65	—	0	do.
19	7,2	2,5	5,5	3,0	730	100	100	10	Nebel, unterer Wolkenrand unter 600 m. Abends Aufklärung.
20	4,2	4,2	33,0	28,8	730	100	100	0	Gegen 9 Uhr Aufklärung u. wolkenloser Himmel, 2 p Nebel.

Bei der intensiven Insolation am 15. und 16. Januar erwärmte sich die Erde sehr stark, so dafs sie auch durch die nächtliche Strahlung nicht unter den Gefrierpunkt abgekühlt wurde. Diese intensive Insolation fiel mit einem sehr geringen Feuchtigkeitsgehalt der Luft zusammen. Infolge dieser starken Insolation trat eine gesteigerte Verdunstung ein, wodurch die Atmosphäre mehr Feuchtigkeit erhielt, die während der nächsten Tage eine entwas geringere Insolation bedingte. In der Nacht zum 19. Januar kühlte sich die Erde durch Strahlung sehr stark ab, es kondensirte sich der Wasserdampf und wir wurden hier oben in einen dichten Wolkenschleier gehüllt, der die Insolation fast vollständig aufhob. Erst als in der folgenden Nacht bei 4° Kälte der Nebel zu Thal sank, klärte sich der Himmel wieder auf, und die Insolation wurde wieder beträchtlicher. Der ganze Vorgang spielte sich bei nahezu gleichem Barometerstande ab, war also unabhängig von der Wirkung der Cyklone. Nachmittags 2 Uhr zeigte sich der Nebel wieder, während das Barometer allmählich zu sinken begann.

Bei starker Wolken- und Nebelbildung kann die Absorption der Sonnenstrahlung so vollständig werden, dafs die Differenz zwischen Sonne und Schatten gleich Null wird. Hieraus folgt, dafs Orte, die an der Wetterseite der Gebirge liegen, eine geringere Insolation haben, als Orte, die an der entgegengesetzten Seite unter gleicher Höhe und gleichen Terrainverhältnissen gelegen sind. Auch Orte, die auf dunklem Boden erbaut sind, weisen einen niedrigeren Stand des Radiationsthermometers auf, als solche, die auf hellem, besonders Kalkboden, liegen, weil jene Bodenarten die Wärme absorbiren, diese reflektiren.

Da nun im Sommer die Wolken im allgemeinen höher stehen, wie während der kühleren Jahreszeit, so ist klar, dafs niedriger gelegene Orte zu diesen Zeiten häufiger von Wolken umhüllt werden, also häufiger nur geringe Strahlung empfangen. Es trifft dies hauptsächlich in der kühleren Jahreszeit dann ein, wenn die Kälte noch nicht so hochgradig geworden ist, dafs sich die Wolken ganz tief senken. Es wird also mit sinkender Lufttemperatur auch die Besonnung bedeutend abnehmen. In der folgenden Tabelle, welche die monatlichen Summen der am Radiationsthermometer von mir hier am Orte notirten Maximalwerte wiedergiebt, zeigt sich der Einflufs der stärkeren Bewölkung sehr auffallend. Es betrug hier (600 m) die Summe der Insolation im:

	1882	1883	1885
Januar . . .	602,8	404,3	458,1
Februar . .	648,5	503,6	518,4
März . . .	944,8	1104,1	855,1
April . . .	1044,7	1010,4	1174,6
Mai	1288,7	1318,6	1211,6
Juni	1218,8	1453,0	1466,9
Juli	1357,7	1294,9	1511,1
August . . .	1178,5	1330,8	1317,9
September . .	1096,7	1065,1	1036,2
Oktober . .	761,2	669,1	692,6
November . .	301,5	270,4*)	504,3
Dezember . .	334,3	210,4	323,9
Jahressumme	10 778,2	10 534,7	11 170,7

Vom Septbr. ab fällt die Summe der Besonnung von Monat zu Monat fast um $^1/_3$ und von eben diesem Monat ab stecken wir häufig in den Wolken und sind von dichtem Nebel umgeben.

Aufser der Wärme ist aber auch das Licht der Sonne im Gebirge intensiver gegenüber demjenigen im flachen Lande. Es fehlen uns bisher aufser den weiter unten erwähnten Langley'schen Versuchen Beobachtungen über die Intensität des Sonnenlichtes im Gebirge vollständig, wir können aber eine Vermehrung derselben in der Höhe aus einigen dem Gebirge anhaftenden Eigentümlichkeiten annehmen. Wir erinnern hier an die stärkere Schneeblendung, die selbst gesunde Augen zwingt, die Intensität des Lichtes zu mildern, und an die Gröfse und den Farbenreichtum der Blüten der eigentlichen Alpenpflanzen, die nur unter dem Einflusse des intensiveren Lichtes der Höhe ihre Vollkommenheit bewahren.

Über die chemische Intensität der Sonnenstrahlung besitzen wir noch einige wissenschaftliche experimentelle Beobachtungen. Roscoe und Bunsen bestimmten dieselbe durch die Menge von Salzsäure, die sich unter dem Einflusse der Sonne aus einem Gemische von Chlor und Wasserstoff in gasförmigem Zustande bildet. Dieselbe betrug hiernach in einer

Meereshöhe von	bei einem Sonnenstande von					
m	90°	70°	50°	30°	10°	
130	44	42	34	19	1	Einheiten
1270	49	47	39	24	2	
2600	53	55	46	30	3	
4200	61	59	53	37	6	
6200	68	67	61	46	10	

*) 12 Beobachtungstage sind wegen Ortsabwesenheit meinerseits ausgefallen.

Aus dieser Tabelle geht hervor, dafs bei hohem Sonnenstande die Differenz zwischen der Ebene und Höhe zwar absolut gröfser, relativ aber kleiner ist, wie bei tieferem Sonnenstande, dafs also im Winter diese Wirkung relativ viel stärker ausgesprochen ist, wie im Sommer.

Besser noch wird die Zunahme der Intensität der einzelnen Strahlengattungen durch die vergleichenden Untersuchungen illustrirt, die Langley zwischen Lone Pine und dem Mount Whitney anstellte. Wir haben aus den früher gegebenen Tabellen diese Werte in der nachfolgenden, in einfacher Weise zum Vergleich nebeneinandergestellt, indem wir dieselben einmal bei möglichst gleichem Zenithabstande der Sonne und aufserdem bei möglichst gleichen Luftschichten miteinander verglichen. In beiden Fällen zeigt sich eine kleine Differenz zu Ungunsten des Mt. Whitney. Die zweite und dritte Reihe geben die bolometrischen Werte für Lone Pine bei einer Zenithdistanz von 22° 38′ und für den Mt. Whitney bei einem Abstande der Sonne vom Scheitelpunkt um 29° 21′ wieder, (durchlaufener Weg gleich 5,72), in der vierten haben wir die für den Mt. Whitney erhaltenen Werte in Prozenten berechnet, die entsprechenden Werte für Lone Pine gleich 100 gesetzt. Wir erhalten dadurch einen genauen Ausdruck über die Zunahme und Abnahme der Intensität. Die 5. Reihe zeigt die bolometrischen Werte für den Mt. Whitney bei einer Zenithdistanz von 47° 59′, der vom Sonnenstrahl durchlaufene Weg betrug 7,46 der Einheit, für Lone Pine bei 22° 38′ Zenithdistanz dagegen nur 7,17. Die 6. Reihe enthält analog der 4. diese Werte in Prozenten.

	Strahlenlänge μ	Lone Pine Zenithdistanz 22° 38′	Mount Whitney Zenithdistanz 29° 21′	in Prozent reduzirt	Mt. Whitney Zenithdistanz 47° 59′	in Prozent reduzirt
	0,350	25,1	39,8	158,9	14,8	58,9
	0,375	28,4	43,8	154,0	23,2	81,7
violett	0,400	50,1	71,5	142,7	68,0	135,7
violett	0,450	110,6	174,2	157,5	162,5	146,9
violett	0,500	153,9	229,0	148,8	214,4	139,3
violett	0,600	201,0	249,7	124,2	240,4	119,6
violett	0,700	191,1	214,8	112,4	218,3	114,2
rot	0,800	155,5	159,1	102,3	165,3	106,3
rot	1,000	100,2	100,4	100,1	100,4	100,1
rot	1,200	76,4	72,1	93,0	69,1	90,4
rot	1,400	58,0	56,1	96,7	50,5	87,0
rot	1,600	42,5	42,7	100,4	37,8	88,9
rot	1,800	29,6	30,8	104,0	27,5	92,9
rot	2,000	18,9	20,4	107,9	18,7	98,9
rot	2,200	10,1	11,4	112,8	10,5	103,9
rot	2,400	3,2	3,8	118,7	3,6	112,5

Das gewöhnliche, mit blofsem Auge sichtbare Spektrum hat eine Ausdehnung von den Strahlen von 0,375 μ Länge bis zu denen von 0,800 μ Länge. Bei gleich hohem Sonnenstande sind im Gebirge die Intensitäten sämtlicher Strahlengattungen, zum Teil bedeutend, vermehrt, nur die ultraroten weisen zuerst eine schwache Abnahme auf, um alsbald wieder intensiver zu werden. Sind die Wege, welche die Sonnenstrahlen durchlaufen müssen, nahezu gleich, so trifft die Vermehrung der Besonnung nur die Strahlen des sichtbaren Spektrums, die ultravioletten wie ultraroten sind schwächer wie in der tiefer gelegenen Station, doch letztere nur bis zu einem gewissen Grade; die Strahlen der gröfsten Wellenlänge nehmen im Gebirge wieder stetig an Intensität zu.

Aus diesen Versuchen Langley's folgt, dafs im Gebirge sämtliche Strahlengattungen der Sonne, die wärmenden, leuchtenden und chemisch wirkenden vermehrt sind und zwar die letzteren am meisten, die leuchtenden am wenigsten.

Die natürliche Folge dieser hohen Insolation ist eine stärkere Erwärmung des Erdbodens im Gebirge. Martins hat hierüber eine Reihe von Beobachtungen angestellt und fand in der Zeit vom 10.—18. August 1842 morgens um 9 Uhr auf dem Faulhorn in einer Höhe von 2680 m die Temperatur der Luft zu 8,2° C., die der Bodenoberfläche zu 16,2° C., in Brüssel in einer Höhe von 50 m um dieselbe Jahres- und Tageszeit die Temperatur der Luft zu 21,4° C., die der Bodenoberfläche zu 20,1° C. Während also auf dem Faulhorn die Temperatur des Bodens fast das Doppelte der Lufttemperatur betrug, ist sie hier um 1,3° niedriger. Im Jahre 1864 stellte derselbe Forscher analoge Beobachtungen an auf dem Gipfel des Pic du Midi (2877 m) und zu Bagnères (551 m), die noch nicht 15 km voneinander entfernt liegen. Die Beobachtung geschah an drei ganz heiteren Tagen des Septembers in der Weise, dafs an beiden Orten schwarze vermoderte Erde aus alten Weidenstämmen der Sonnenstrahlung ausgesetzt wurde. Es betrug nun zu Bagnères die mittlere Temperatur der Luft 22,3° C., die mittlere Temperatur des Bodens 36,1° C., also die Differenz 13,8°, auf dem Pic du Midi die mittlere Temperatur der Luft 10,1° C., die des Bodens 33,8° C., also die Differenz 23,7° C. Es zeigte sich diese Wirkung noch in einer Tiefe von 5 cm, in der zu Bagnères die Temperatur 25,5° C., also 3,2° mehr als die Lufttemperatur betrug, während auf dem Pic du Midi 17,1° notirt wurden, also ein um 7° höherer Stand wie in der Luft. Noch auffallender spricht sich diese Wirkung in den absoluten Maximis, die an beiden Orten beobachtet wurden, aus. In

Bagnères war dasselbe um 2 Uhr nachmittags am Boden 50,3° C., in der Luft 27,1° C., auf dem Pic du Midi um 11½ Uhr vormittags am Boden 52,3° C., in der Luft 13,2° C., dort also eine Differenz von 23,2° C., hier von 39,1° C.

In Nordwestindien sind ein Jahr lang vergleichende Beobachtungen zwischen Allahabad und Jeypore angestellt. Danach hatte Allahabad im Mittel eine Lufttemperatur von 24,7° C., an der Oberfläche der Erde eine Temperatur von 26,2° C., Jeypore eine Schattentemperatur von 24,2° C., eine Bodentemperatur von 27,7° C. Die Erwärmung des Erdbodens im Laufe des Tages ist ganz bedeutend, denn während in Jeypore die Temperatur am Boden morgens 4 Uhr im Jahresdurchschnitt 16,2° C. beträgt, steigt sie nachmittags 4 Uhr auf 39,2° C.

Selbst in höheren Breiten scheint sich die Wirkung der Insolation noch geltend zu machen. In Spitzbergen, das eine mittlere Temperatur des Juli von 2,1° C. hat, schmilzt der Schnee in einer Höhe von mehr als 4000 Fuſs und die Gipfel der Berge erscheinen vollständig frei, während in tieferen Lagen Schnee und Eis noch reichlich vertreten sind. Diese Beobachtung hat nichts Auffallendes, wenn wir uns der auſserordentlich hohen Bestrahlung, welche der Pol im Sommer empfängt, erinnern und uns die Resultate der Langley'schen Versuche vergegenwärtigen. Eine ähnliche Beobachtung konnte Güſsfeldt in den Anden machen. Derselbe schildert uns den Anblick des Aconcagua von einem 4967 m hohen Punkt aus folgendermaſsen: Man übersieht daselbst eine weite, groſsartige Schneelandschaft, aus welcher sich, höchst wundersam zu sagen, der Aconcagua fast schneelos erhebt, während alle anderen Berge des Cirkus firnbedeckt sind. Die nicht sichtbare Südseite trägt kolossale Schneemassen, die sich auf dem Dachfirst verraten.

Wir haben oben gesehen, daſs die Gröſse der Insolation wesentlich abhängig ist von dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen oder, da letzterer von der Himmelsrichtung und dem Steigungswinkel der Bergwände bedingt ist, von der Lage und Formation dieser. Auf unserer Hemisphäre ist also die südliche Abdachung der Berge in Bezug auf Insolation weit günstiger gelegen, als die nördliche, aber es sind nicht die gerade nach Süden gerichteten Hänge, welche die gröſste Sonnenwärme empfangen, sondern, da wegen der gegen Mittag zunehmenden Bevölkung das Maximum der Insolation gegen 11 Uhr vormittags (nach Crova schon 10 Uhr früh) eintritt, die nach Südosten gerichteten Lagen. Auf der südlichen Hemisphäre liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt, während

unter dem Äquator die südlichen und nördlichen Abhänge nahezu gleich günstig gestellt sind.

Trotz dieser im Gebirge erhöhten Insolation nimmt die Lufttemperatur mit der Höhe ab. Es ist diese Abnahme fast für alle Gebirge der Erde nahezu gleich. Für die tropischen Gebirge beträgt sie im Mittel 0,58° C. für je 100 m Erhöhung, während die Gebirge der nördlichen Halbkugel durchschnittlich 0,57° C. Abnahme bei demselben Höhenunterschiede zeigen. Es ist hierbei Voraussetzung, dafs man stets Gleiches dem Gleichen gegenüberstellt, also nicht etwa Thäler mit gleich hohen isolirten Bergkegeln vergleicht, sondern stets Thal mit Thal, Bergabhang mit Abhang und Bergspitze mit Bergspitze. Auch die Himmelsrichtung ist nicht ohne Einflufs. So ist die Temperaturabnahme auf der Südseite der Gebirge gröfser, als auf der Nordseite, da auf letzterer die die Temperatur bedingenden Einflüsse sich weniger geltend machen, wie auf jener. Vergleicht man hochgelegene Thäler mit gleich hohen isolirten Bergkegeln, so ist auf diesen die Temperaturabnahme weit gröfser, wie in jenen.

Sehen wir jetzt, wie sich die Verhältnisse in den verschiedenen Gebirgen gestalten. In den Alpen beträgt nach den neuesten Berechnungen von Hann an der Nordseite der Ostalpen die Temperaturabnahme 0,507° C., an der Südseite in Tirol und Tessin 0,600° C., in Kärnthen 0,458° C. Zwischen Göttingen und Klausthal betrug im Jahre 1885 die Abnahme 0,54° C. In der Provence ist der Unterschied zwischen Carpenstras und Mt. Ventroux 0,56° C. In Italien nahm die Temperatur nach Lugli nördlich vom 45. Breitengrade um 0,53° C. ab, südlich von demselben um 0,51° C. In Siebenbürgen betrug die Abnahme zwischen Hermannstadt (411 m), Schinna (953 m) und Dusch (1318 m), im Durchschnitt nach Reifsenberger 0,48° C. Auf dem Pikes-Peak (4313 m) war die mittlere Jahrestemperatur — 6,8° C., in Denver (1606 m) 9,8° C., also für 100 m Höhe 0,61° C. Unterschied (nach Pernter). Hann berechnet den Unterschied zu 0,63° C. Auf dem Mt. Washington (1917 m) wurden korrespondirende Beobachtungen in verschiedenen Höhen angestellt. Es betrug danach die Jahrestemperatur und der Unterschied der Temperaturen für 100 m Erhebung:

	Seehöhe m	Temper. Grad	Unterschied Grad
am Fufse . . .	822	13,4	
			0,58
Station 2 . . .	1197	11,2	
			0,91
„ 3 . . .	1545	8,0	
			0,56
auf dem Gipfel .	1914	5,9	

In Mexiko ist die Temperatur in Tlacotalpam (3 m) 25,3°, in Puebla (2169 m) 15,6°, also die Abnahme gleich 0,45° C. In den niedrigen Gebirgen von Hindustan beträgt diese Abnahme nach Hill bis zur Höhe von 760 m 0,55° C., in den höheren Gebirgen 0,59° C., im nordwestlichen Himalaya ist sie nach demselben Verfasser bis zur Höhe von 700 m gleich 0,54° C., bis zur Höhe von 1700 m 0,50° C. und in der Höhe von 1700—3000 m 0,46° C. Auf der Dodabettaspitze ist die Jahrestemperatur für eine Höhe von 2633 m 11,9° C., in Koimbatur (452 m) 25,2° C., der Unterschied für 100 m also 0,61° C. Auf Ceylon ist nach Clarke die Jahrestemperatur in Colombo (12,2 m) 27,06° C., in Nuwara Eliya (1901 m) 14,33° C. und in dem nahe gelegenen Badulla (678 m) 22,28° C. Der Unterschied ist also zwischen den beiden erstgenannten Orten 0,67° C., zwischen den beiden letzten 0,65° C.

Am wenigsten ausgesprochen tritt diese Temperaturabnahme bei sanft ansteigenden Höhen hervor. Hann fand für die Rauhe Alp für 100 m Erhebung eine Temperaturabnahme von 0,44° C., Schoder dagegen für ganz Württemberg 0,50° C., Schlagintweit für das Dekhan 0,43° C. Für das Jahr 1885 betrug der Unterschied zwischen Göttingen (150 m) und Andreasberg (580 m) für das mittlere Maximum 0,53° C., für das mittlere Minimum dagegen 0,35° C., zwischen Nordhausen (220 m) und Andreasberg für das mittlere Maximum 0,53° C., für das mittlere Minimum 0,33° C.

Wenn nun auch diese Temperaturabnahme im allgemeinen sehr regelmäfsig und gleichmäfsig auftritt, so ist sie doch nicht zu allen Jahreszeiten die gleiche, sondern im Sommer gröfser als im Winter. Für unsere deutschen Gebirge beträgt sie nach Hann im:

Winter . .	0,45° C.	Sommer . .	0,70° C.
Frühling . .	0,67 „	Herbst . .	0,54 „

Zwischen Carpentras und Mt. Ventroux ist der jahreszeitliche Verlauf folgender:

Winter . .	0,44° C.	Sommer . .	0,59° C.
Frühling . .	0,64 „	Herbst . .	0,58 „

Lugli giebt für Italien folgende Zahlenreihe:

nördlich vom 45.° im Winter . . .	0,32° C.
südlich „ „ „ „ . . .	0,38 „
nördlich vom 45.° im Frühling . .	0,60 „
südlich „ „ „ „ . .	0,61 „
nördlich vom 45.° im Sommer . . .	0,70 „
südlich „ „ „ „ . . .	0,52 „
nördlich vom 45.° im Herbst . . .	0,51 „
südlich „ „ „ „ . . .	0,53 „

Hann hat aus den offiziellen Tabellen der italienischen meteorologischen Centralanstalt zwischen Rom (50 m) und Monte Cavo (965 m) folgenden jahreszeitlichen Unterschied in der Temperaturabnahme gefunden:

Winter . .	0,44° C.	Sommer . .	0,59° C.
Frühling . .	0,63 „	Herbst . .	0,52 „

Jahr . . . . 0,55° C.

Im Felsengebirge betrug derselbe im:

Winter . .	0,54° C.	Sommer . .	0,69° C.
Frühling . .	0,71 „	Herbst . .	0,58 „

Im Himalaya ist der Unterschied bis zu einer Höhe von 2000 m im Winter am geringsten, im Sommer am gröfsten, in bedeutenderer Höhe kehrt sich dieses Verhältnis vollständig um, während der Januar 0,69° C. Unterschied aufweist, beträgt derselbe im Juli nur 0,25° C.

Im allgemeinen nimmt also der Unterschied zwischen dem Sommer und Winter nach dem Äquator hin ab.

Wir haben versucht, diese Temperaturabnahme auch experimentell nachzuweisen, und es gelang uns dies auch, wenn auch die Abnahme erheblich geringere Werte aufweist. Wir brachten zu diesem Zwecke ein in Zehntel Grade geteiltes Psychrometer in die pneumatische Kammer. Nach 15 Minuten*) stand das feuchte Thermometer auf 4,4° C., das trockene auf 5,0° C. bei einem Barometerstande von 706 mm. Nun wurde die Kammer geschlossen und durch eine doppelte Luftpumpe der Druck in derselben erhöht. Es zeigten nun bei einer Steigerung des Druckes um:

0,1 Atmosph. das trockene Thermometer 5,0, das feuchte 4,9, Unterschied 0,6, also der Dunstdruck 6,15;

0,2 Atmosph. das trockene Thermometer 6,1, das feuchte 5,5, Unterschied 0,6, also der Dunstdruck 6,42;

0,3 Atmosph. das trockene Thermometer 6,25, das feuchte 5,65, Unterschied 0,6, also der Dunstdruck 6,49.

Jetzt wurde nach einigen Minuten Wartens, um die Konstanz der Temperatur an den beiden Thermometern festzustellen, der Ablafshahn geöffnet. Es zeigte nun bei einer Erhöhung des äufseren Luftdruckes um:

0,3 Atmosph. das trockene Thermometer 6,25, das feuchte 5,65, Unterschied 0,6, also der Dunstdruck 6,49;

0,2 Atmosph. das trockene Thermometer 5,4, das feuchte 4,9, Unterschied 0,5, also der Dunstdruck 6,16;

---

*) Die Kammer steht im Freien und es war selbstredend die Thür geöffnet.

0,1 Atmosph. das trockene Thermometer 4,4, das feuchte 4,0, Unterschied 0,4, also der Dunstdruck 5,85;

0,0 Atmosph. das trockene Thermometer 2,9, das feuchte 2,45, Unterschied 0,45, also der Dunstdruck 5,29.

Fünf Minuten nach Eröffnung des Apparates zeigt das trockene Thermometer 3,6° C., das feuchte 3,15° C., die Differenz betrug 0,45° C., der Dunstdruck 5,50° C.

Wir erhalten also bei einem schnellen Sinken des Luftdruckes um 211,5 mm Hg (einer Höhe von 211,5 . 11,2 = 2368 m entsprechend) eine Temperaturabnahme von 3,35° C., also für 100 m eine Abnahme von 0,14° C. Gleichzeitig nimmt der Feuchtigkeitsgehalt der Luft bei sinkendem Drucke bedeutend ab.

Die Schwankungen in dem Unterschiede sind ferner auf der Regenseite der Gebirge geringer, wie auf der regenärmeren. Wenn die Abnahme auch gröfstenteils durch die Luftverdünnung bedingt ist, so spielt auch die atmosphärische Feuchtigkeit eine grofse Rolle dabei, und es erklärt sich aus der gröfseren relativen Feuchtigkeit im Winter die geringere Abnahme während dieser Monate. Auch in dem täglichen Unterschiede tritt dieser Einflufs der gröfseren oder geringeren Sättigung der Luft mit Feuchtigkeit klar hervor. Wir haben oben schon gesehen, dafs zwischen hier und Göttingen der Unterschied in der Nacht bedeutend geringer war, wie am Tage. Vergleichende Beobachtungen, die im Dezember zwischen Genf und dem St. Gotthard angestellt wurden, ergaben am Morgen eine Temperaturabnahme von 0,36° C., am Nachmittage von 0,68° C. In Siebenbürgen spricht sich die tägliche Änderung in folgenden Ziffern aus:

7 Uhr morgens	0,23° C.
2 Uhr nachmittags . . .	0,70 „
9 Uhr abends	0,51 „

Die Erklärung dieser Erscheinung bereitet keine Schwierigkeiten. Es beträgt nämlich die latente Wärme des Wasserdampfes bei:

— 20° C. . .	0,701 Cal.	+ 5° C. . .	0,604 Cal.
— 15 „	0,698 „	+ 10 „	0,600 „
— 10 „	0,694 „	+ 15 „	0,596 „
— 5 „	0,691 „	+ 20 „	0,593 „
— 0 „	0,687 „	+ 25 „	0,589 „
+ 0 „	0,607 „	+ 30 „	0,586 „

Hat nun die Luft eine Temperatur von 30° C. und einen Feuchtigkeitsgehalt von 30%, so liegt der Taupunkt bei

9,5° C., und erst bei dieser Temperatur würde die Ausscheidung des Wassers als Regen beginnen. Da nun frei emporsteigende Luft bei 100 m Steigung sich um 1° C. abkühlt, so müſste die Luft, wenn sie durch ein Gebirge gezwungen wird, emporzusteigen, bis zur Höhe von 2150 m gelangen, ehe die latente Wärme des Wasserdampfes frei wird. Innerhalb dieses Weges würde nur die der Luft eigentümliche latente Wärme (= 0,238) frei werden, also im ganzen 0,238 × 21,5 = 5,11 Wärmeeinheiten. Denken wir uns jetzt dieselbe Luft mit einem Feuchtigkeitsgehalte von 80 %, so liegt der Taupunkt bei 26,2° C. Steigt die Luft jetzt 2150 m empor, so scheiden sich 12,8 grm Wasser aus. Diese besaſsen eine latente Wärme von 12,8 × 0,59 = 7,5 Cal. Es sind also im ganzen 12,6 Cal. frei geworden, die zur Erwärmung der Luft dienen. Beträgt nun im Winter die Temperatur der Luft — 10° C., der Feuchtigkeitsgehalt 80 %, so scheiden sich, wenn die Luft bis zu derselben Höhe emporsteigt, 1,42 grm Wasser aus, deren latente Wärme 1,47 × 0,7 = 0,994 Cal. beträgt. Es sind also jetzt überhaupt 6,10 Cal. zur Erwärmung verfügbar.

Hierdurch gewinnen wir gleichzeitig das Verständnis für die Thatsache, daſs die Wärmeabnahme mit der Höhe geringer ist bei aufsteigenden und feuchten Winden, sehr groſs bei absteigenden trockenen. Auf der Insel Ceylon beträgt die Wärmeabnahme auf der

	NO. Monsum Dezember	SW. Monsum Juni
Westseite Colombo-Nuwara Eliya . .	0,66	0,64
Ostseite Batticalao-Nuwara Eliya . .	0,54	0,87

Im allgemeinen wird die Temperaturabnahme mit der Höhe kleiner, je höher die geographische Breite ist. Bei plötzlichen Temperaturschwankungen im Sommer kann die Wärmeabnahme weit gröſsere Schwankungen aufweisen, bis zu 1,0° C. und mehr, während dieselbe in klaren heiteren, Wintertagen negativ werden kann, so daſs also die Höhen bedeutend wärmer sind, als die Ebene. Es zeigen sich diese Abweichungen nach Billwiller beim Vorhandensein eines barometrischen Maximums und zwar unabhängig in der Jahreszeit in Nächten, welche auf klare trockene Tage folgen. Vergleicht man die Werte des gewöhnlichen Minimumthermometers mit denjenigen, welche das zur Messung der nächtlichen Strahlung dienende Instrument angiebt, so zeigt sich, daſs die Differenz um so bedeutender ist, je klarer und heiterer die Atmosphäre ist. Während in nebligen Nächten beide Thermometer meistens gleiche Werte anzeigen, sehen wir nach klaren

Nächten bei gleichzeitiger trockener Luft schon bei einem Höhenunterschiede von 1 m zwischen beiden Instrumenten einen Unterschied von 5—6° C. und zwar steht das am Erdboden befindliche Instrument um diesen Wert tiefer. In windstillen, heiteren Nächten ist nun die Strahlung in den Thälern am stärksten, so dafs die Luft in der Thalsohle am meisten abgekühlt wird. Die dadurch hervorgerufene Verdichtung bewirkt, dafs die Luft aus der Höhe tiefer steigt. Absteigende Luft erwärmt sich aber sehr schnell, um 1° C. bei je 100 m. Die Abhänge erhalten also die Luft der Kämme, die sich nicht blofs durch ihr Niedersteigen erwärmt, sondern aufserdem noch über die am Tage durch intensivere Strahlung erwärmten Kämme hinwegstreichen mufs. Die Kuppen und Gipfel empfangen dagegen nur aus der freien Atmosphäre herabgefallene Luft. Es ist also klar, dafs in sternenhellen Nächten die Thalsohlen am kältesten sind, die Abhänge wärmer und die Kuppen wiederum um etwas kühler wie die Abhänge, aber wärmer wie die Thalsohle.

Wir haben oben gesehen, dafs die Insolation am stärksten an kalten trockenen Tagen ist, also besonders stark während der eigentlichen Kälteperiode des Winters oder, da diese meist mit hohem Luftdruck einhergeht, während der barometrischen Wintermaxima. Wirken nun beide Einflüsse, die nächtliche Strahlung, wie wir sie eben kennen gelernt haben, und die gröfsere Insolation zusammen, so kann bis zu einer gewissen Höhe das Verhältnis der Temperatur zwischen der Ebene und dem Gebirge gerade umgekehrt sein, derart, dafs die Ebene am kältesten ist, während die höher gelegenen Punkte, einerlei, ob sie am Abhange oder auf dem Plateau befindlich sind, im Vergleich zu jenen auffallend hohe Temperaturen aufweisen. Es fällt diese Thatsache jedem Reisenden, der während klarer Wintertage aus der Ebene ins Gebirge reist, sofort auf.

Es tritt diese Erscheinung in unseren deutschen und europäischen Gebirgen ausnahmslos auf, und es wird durch dieselbe selbst die mittlere Monatstemperatur höher gelegener Orte ganz bedeutend beeinflufst. So hat Bevers im Oberengadin (1715 m) eine Januartemperatur von — 10,4° C., der Julierpafs (2244 m) dagegen — 8,8° C. Die mittleren Winterminima betrugen für Bevers — 26,9° C., für den Julierpafs — 23,9° C. Davos liegt in einer Thalsohle, das fast gleich hoch gelegene Grächen an einem Abhange, jenes hat eine mittlere Januartemperatur von — 7,3° C., dieses dagegen nur — 4,4° C. Die mittleren Winterminima betrugen für Davos — 24,7° C., für Grächen — 17,3° C. Noch lehrreicher ist

eine andere Tabelle, wie sie Hann für das obere Drauthal von Klagenfurt aufwärts und für das angrenzende Möllthal giebt. Es hat danach

	Seehöhe m	Mittlere Januartemperatur ° C.	Mittlere Wintertemperatur ° C.
Klagenfurt . .	440	— 6,2	— 4,6
Villach . . .	500	— 6,1	— 4,4
Sachsenburg . .	550	— 5,6	— 3,9
Ober-Vellach .	670	— 5,2	— 3,6
Sagritz . . .	1140	— 4,6	— 3,6
Heiligenblut . .	1404	— 4,8	— 3,9

Auch in dem nach Süden von Klagenfurt gelegenen Alpenlande wird diese Temperaturzunahme mit der Höhe regelmäfsig beobachtet. Die Mitteltemperaturen betragen in:

	Seehöhe m	Januar ° C.	Winter ° C.
Klagenfurt . . .	440	— 6,2	— 4,6
St. Kanzien . . .	440	— 5,9	— 4,2
Kappel	560	— 5,2	— 3,9
Loiblthal	730	— 4,0	— 2,9
Fellach	805	— 4,0	— 3,0
Unterschäffler Alpe	1063	— 3,6	— 3,1
Obir I	1230	— 4,3	— 3,8
Hochobir	2047	— 6,8	— 6,5

Aus beiden Tabellen geht klar hervor, dafs die Zunahme bis zu einer Höhe von etwa 1100 m für die Alpen giltig ist.

Im Winter 1879—1880 trat diese Erscheinung auch in Oberitalien sehr deutlich auf, wie ein Vergleich zwischen Alessandria und Varese lehrt. Die folgende Tabelle zeigt von Anfang Dezember bis über die Mitte des Februar hinaus für Varese wesentlich höhere Temperaturen wie für Alessandria. Es hatte nämlich:

		Alessandria (98 m) ° C.	Varese (862 m) ° C.
1879, Dezember	1. Dekade	— 8,7	— 6,5
	2. „	— 9,8	— 4,7
	3. „	— 10,1	+ 1,7
1880, Januar	1. „	— 8,6	+ 2,3
	2. „	— 9,0	— 3,8
	3. „	— 7,4	— 3,6
1880, Februar	1. „	— 6,1	+ 2,4
	2. „	— 0,9	+ 1,8
	3. „	+ 2,1	+ 1,8

Wir wollen der Vollständigkeit halber in der folgenden Tabelle noch die Monatsmittel des Januar 1882 für verschiedene Stationen zu den üblichen Beobachtungsstunden geben. Es herrschten in:

	Seehöhe m	7 a ° C.	2 p ° C.	9 p ° C.
Salzburg	436	— 2,9	2,2	— 1,4
Gaisberg b. Salzburg	1286	— 2,0	2,7	0,3
Ischl	446	— 4,0	1,3	— 2,4
Schafberg	1776	— 1,9	1,5	— 1,4
Klagenfurt	440	— 4,6	0,5	— 2,5
Obir	2047	— 1,5	0,2	0,5

Im Himalaya ist diese Umkehr der Temperatur im Winter nicht so deutlich ausgesprochen, weil nur die höchst gelegenen Stationen einen Winter haben, indessen zeigt sich auch bei einem Vergleich zwischen Leh (3520 m) und dem Spitithal (3962 m) diese Abweichung. Ersteres hat im Januar — 8,3° C., letzteres — 6,8° C., in allen anderen Wintermonaten ist Leh dagegen wärmer wie letzteres.

Auch in niedrigeren Höhen ist diese höhere Wintertemperatur in den höher gelegenen Punkten deutlich ausgesprochen. Es hat nämlich:

	Seehöhe m	Novbr. ° C.	Dezbr. ° C.	Januar ° C.	Februar ° C.
Tönset	485	— 8,1	— 12,6	— 13,3	— 11,3
Röros	629	— 7,0	— 10,8	— 11,9	— 11,1

In Göttingen betrug das mittlere Maximum des Januar 1885 — 0,1° C., das mittlere Minimum — 6,1° C., in St. Andreasberg ersteres — 0,1° C., letzteres — 5,7° C.

Man könnte verleitet sein, diese Erscheinungen allein auf Rechnung der stärkeren Insolation in den Wintermonaten zu schieben, doch sprechen hiergegen die beobachteten Thatsachen. Denn wäre dies der Fall, so müfste sich der gröfste Unterschied zwischen Höhe und Ebene um die Mittagsstunden herum ergeben, es ist aber in den Nachmittagsstunden, wie ein Blick auf die Tabelle, welche die Temperaturen des Januar 1882 giebt, zeigt, der Unterschied am geringsten und am gröfsten kurze Zeit vor Sonnenaufgang. Es ist dies keine aperiodische Erscheinung, sondern sie tritt regelmäfsig auf. Für einen sechsjährigen Zeitraum war das 1109 m hoch gelegene Berghaus Lölling wärmer, als das 400 m hohe Klagenfurt:

	7 a	2 p	9 p
im Dezember um	2,1° C.	1,8° C.	2,6° C.
„ Januar „	5,5 „	4,2 „	5,6 „
„ Februar „	4,0 „	0,9 „	3,3 „

Hieraus geht, wenn wir namentlich die in den Abendstunden häufig höheren Werte in Betracht ziehen, hervor, dafs diese Erscheinung das Resultat mehrerer gleichzeitig einwirkender Faktoren ist. Als solche haben wir neben der Insolation die nächtliche Strahlung anzusehen. Wir haben gesehen, dafs die Insolation mit der Höhe zunimmt und daneben abhängig ist von dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen, sie ist also gröfser an den Südabhängen, als auf den Hochebenen und in den Thälern. Es wird also der Erdboden an den Abhängen mehr erwärmt, als an den beiden anderen Orten. Dieser Wärmeüberschufs wird nach Sonnenuntergang wieder an die umgebenden Luftschichten abgegeben. Da nun gleichzeitig die nächtliche Strahlung im Thal und auf den Hochplateaus am stärksten ist, und dieselbe unmittelbar vor Sonnenaufgang ihren höchsten Wert erreicht, so ist es klar, dafs der Wärmeunterschied zwischen Höhen und Thälern am stärksten des Morgens früh ist. Es ist ferner auch klar, dafs diese Wärmedifferenz sich hauptsächlich an klaren, windstillen Frosttagen zeigt, während bei windigem, feuchtem Wetter umgekehrt die Thäler wärmer sind, als die Höhen.

Nach dem Vorhergehenden wird uns die Thatsache nicht mehr befremdend erscheinen, dafs die Temperaturschwankungen und zwar sowohl die täglichen, wie die jahreszeitlichen im Gebirge geringer sind, wie im flachen Lande, denn da die Temperatur im allgemeinen mit der Höhe abnimmt, im Winter und namentlich zur Zeit der gröfsten Kälte dagegen zunimmt, so ist klar, dafs die mittlere Jahresschwankung geringer sein mufs, wie in der Ebene. In den tropischen Gegenden ist diese Abnahme sehr gering. So beträgt der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat auf Ceylon in:

Colombo (nasse Westküste) . . .	2,0° C.
Candy „ (520 m)	2,7 „
Batticalao (trockene Ostküste) . .	3,8 „
Nuvara Eliya (1901 m)	2,1 „

Ähnlich ist das Verhältnis in dem tropischen Andengebiete. Es beträgt der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat in:

Caracas (927 m)	3,0° C.
Bogota (2660 m)	1,7 „
Quito (2850 m)	1,1 „
Antisana (4060 m)	3,2 „

Hier zeigt sich schon eine regelmäfsige, wenn auch unbedeutende Abnahme mit der Höhe bis zu etwa 3000 m, von da ab nimmt die Wärmeschwankung wieder zu. Noch deutlicher zeigt sich diese Erscheinung in höheren Breiten, mit deren Höhe sie im grofsen und ganzen ziemlich gleichmäfsig und regelmäfsig zunimmt. Im Himalaya liegt diese Grenze, bis zu welcher die Jahresschwankung abnimmt, schon bedeutend niedriger, in einer Höhe von 1800—2100 m, von wo ab die Schwankungen bedeutender werden, um an den höchsten Stationen ihren gröfsten Wert zu erreichen. Es beträgt nämlich nach Hill die jährliche Wärmeschwankung in:

	Seehöhe m	°C.
Bareilly . . .	174	18,3
Roockee . .	270	19,0
Dehra . . .	680	16,7
Dharmsala . .	1370	17,3
Almora . . .	1698	16,0
Ranikhet . .	1850	13,8
Naini Tol . .	1970	14,6
Mussooree . .	2115	14,9
Chakrata . .	2149	14,3
Landaur . .	2289	17,1
Kanam . . .	2835	21,0
Kardong . .	3120	21,6
Leh	3517	24,9
Spiti Valley .	3960	23,4

Die vier letzten Orte liegen schon nördlich vom Kamme des Himalaya, ihr Klima ist also schon weit trockener, als das der übrigen Orte, so dafs also auch die Wärmeschwankung schon excessiver ist.

Aus Afrika liegen uns allerdings sehr wenig Beobachtungen über diese Frage vor, indessen wird durch dieselben das für das übrige Tropengebiet Geltende schön und klar illustrirt. Es beträgt nämlich im kontinentalen Afrika der Unterschied zwischen den extremsten Monaten in:

Loanda (59 m) 6,7° C., Malange (1166m) 3,1° C.

Auf St. Helena, wo in Jamestown am Nordstrande der Insel und dem 540 m hoch gelegenen Longwood Beobachtungen angestellt wurden, sind die mittleren Jahresextreme in:

Jamestown 29,8° C. und 15,1° C., also die Jahresschwankung 14,7° C.

Longwood 23,4 „ „ 11,5 „ also die Jahresschwankung 11,9° C.

Weit stärker ist diese Abnahme der jährlichen Wärmeschwankung in den Gebirgen der gemäfsigten und kalten Zone ausgesprochen. Im östlichen Teile von Nordamerika beträgt dieselbe in:

Burlington (70 m)	27,9° C.
auf dem Mt. Washington (1917 m)	22,9 „

in der Region des Felsengebirges:

in Deuver (1600 m)	27,0 „
auf dem Pikes Peak (4322 m) dagegen	20,4 „

Der Unterschied zwischen dem absoluten Minimum und Maximum des Jahres ist in Deuver 65,7° C., auf dem Pikes Peak 49,8° C. Im nördlichen Teile der Vereinigten Staaten liegt in Dakota das Fort Buford in einer Höhe von 580 m. In demselben beträgt der Unterschied zwischen der höchsten und niedrigsten Temperatur des Jahres 85° C., in dem fast auf dem gleichen Breitengrade in Montana gelegenen Fort Benton, das eine Seehöhe von 820 m hat, dagegen nur 78,4° C.*)

Im Kaukasus beträgt die jährliche Wärmeschwankung in:

Tiflis (570 m) . . .	24,3° C.
Gudaur (2160 m) . .	22,4 „
Eriwan (870 m) . .	35,1 „
Alexandropel (1470 m)	29,7 „

Das in Siebenbürgen 411 m hoch gelegene Hermannstadt zeigt einen Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat von 21,5° C., Schinna in einer Höhe von 953 m 20,7° C. und Dusch, welches 1318 m hoch liegt, 18,7° C.

In Ischl (467 m) beträgt die Differenz zwischen dem wärmsten und kältesten Monat nach einem zwanzigjährigen Durchschnitt 19,8° C., auf dem Schafberg (1776 m) nach 13 jährigem Mittel 15,2° C. Für St. Michele bei Trient, in einer Höhe von 230 m, beträgt dieser Unterschied 23,0° C., für das 1580 m hoch in der Nähe des Ortler gelegene Pejo 18,0° C., für Zürich (480 m) 20,8° C., auf dem Rigikulm (1780 m) 15,6° C.

Braunschweig (86 m) hat eine Jahresschwankung von 16,9° C., Klausthal (592 m) 15,5° C.

Das südlich vom Kyffhäuser 130 m hoch gelegene Frankenhausen zeigt nach vierjährigem Durchschnitt einen Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat von 18,6° C., unser südlich vom Brocken gelegener Pflugeort (580 m) nach sechsjährigem Durchschnitt 17,6° C.

---

*) In Amerika werden infolge des Fehlens querstreichender Gebirgszüge sehr grofse Temperatursprünge beobachtet.

Durchschnittlich nimmt die jährliche Amplitude um 0,2—0,3° C. auf je 100 m Erhebung ab.

Auch auf der südlichen Hemisphäre ist ein Gleiches zu beobachten. In Neusüdwales zeigt das 20 m hoch gelegene Windsor eine Jahresschwankung von 46,5° C., der nahe Mount Victoria, welcher 1064 m hoch ist, eine solche von 40,8° C.

Selbstredend mufs man bei solchen Vergleichen immer nur nahe oder ähnlich gelegene Stationen in Betracht ziehen, also Thäler mit Thälern, Bergabhänge mit Abhängen vergleichen. Da, wie wir oben gesehen haben, die Insolation und Strahlung ganz von der Lage eines Ortes abhängig sind und dieselben das Klima in den Gebirgen wesentlich bedingen, so müssen die Thäler und Gipfel eine extremere Wärmeschwankung darbieten, als wie die Berghänge. So hat z. B. der isolirte Bergkegel des Rigi eine jährliche Amplitude von 15,6° C., während das nur 70 m niedriger gelegene Bevers eine solche von 22,3° C. hat, mehr als wie Altstädten, das im Thalkessel 1227 m tiefer liegt und nur 20,5° C. aufweist. Woeikoff spricht sich dahin aus, dafs die Luft über einer konvexen Oberfläche wärmer ist in der Nacht und im Winter und kälter am Tage und im Sommer, dafs also die jährliche wie tägliche Amplitude dort kleiner ist, als über einer konkaven Oberfläche.

Neben dieser Abnahme der jährlichen Amplitude zeigt sich im Gebirge noch ein weiterer Unterschied in der Temperatur gegenüber derjenigen in der Niederung, eine Verschiebung der gröfsten Kälteperiode. Während im Flachlande der Januar der kälteste Monat ist, ist es im Gebirge meistens der Februar, und selbst bis in den März hinein dauern die Temperaturminima. Charakteristisch und für jeden Reisenden auffallend ist ja der im Gebirge eintretende späte Frühling. Diese Erscheinung ist durch die stärkere und länger liegende Schneedecke im Gebirge bedingt. Wenn das Flachland schon schneefrei ist und die nun stärker wirkende Sonnenwärme fast ausschliefslich zur Erwärmung des Erdbodens dient, mufs im Gebirge durch dieselbe die Schneedecke zum Schmelzen und Verdunsten gebracht werden.

Auch die tägliche Wärmeschwankung ist im Gebirge im allgemeinen geringer, wie im flachen Lande, doch erleidet diese Regel manche Abweichung, da die Temperatur durch verschiedene lokale Verhältnisse bedingt wird. Hier gilt das früher Gesagte noch weit mehr, dafs man nur gleichartig gelegene Stationen miteinander vergleichen darf. Solche Vergleiche sind aber aufserordentlich schwierig durchzuführen. Als allgemeines Gesetz geht aus den vorliegenden Beobach-

tungen hervor, dafs die tägliche Amplitude im Gebirge kleiner ist, wie im Flachlande und dafs das Maximum zu einer früheren Tageszeit eintritt. Smits fand für den Monat Mai in Batavia eine tägliche Wärmeschwankung von 6,7° C. und den Eintritt des Maximums um 2 Uhr nachmittags, des Minimums um 6 Uhr morgens, auf dem 3000 m hohen Pangerango betrug dagegen die tägliche Wärmeschwankung 6,6° C. und das Maximum trat um 11 1/2 Uhr, das Minimum um 6 Uhr morgens ein. Auf dem Dodabetta (2633 m) ist die tägliche Schwankung im Jahresdurchschnitt 6,2° C., während sie in der indischen Ebene zwischen 15—20° C. wechselt. Auch im Himalaya tritt das tägliche Minimum früher ein, wie in der Ebene und es beträgt die tägliche Wärmeschwankung in Ludhiana (248 m) 16,5° C., in Rawalpindi (504 m) 20,7° C., Murree (1933 m) 8,6° C., in Leh (3520 m) dagegen 16,8° C. In Deesa in der Präsidentschaft Bombay, am Fufse des Mt. Abu gelegen, ist die tägliche Schwankung für eine Höhe von 142 m 19,2° C., auf dem Mt. Abu (1201 m) 10,1° C. Kaemtz fand im September für Zürich eine tägliche Wärmeschwankung von 11,7° C. und den Eintritt des Maximums um 2 3/4 Uhr nachmittags, des Minimums um 5 1/4 Uhr morgens, auf dem Faulhorn (2683 m) dagegen eine tägliche Amplitude von 4,8° C. und den Eintritt des Maximums um 12 1/2 Uhr nachmittags, das Minimum um 5 Uhr morgens.

In der folgenden Tabelle zeigt sich diese Abnahme der täglichen Wärmeschwankung nach oben hin gleichfalls sehr deutlich. Wir haben dieselbe auf das Jahr 1885 nach den Veröffentlichungen des meteorologischen Instituts und unsern eigenen Beobachtungen zusammengestellt.

	Tägliche Wärmeschwankung in		
	Erfurt 200 m	Nordhausen 222 m	St. Andreasberg 580 m
	° C.	° C.	° C.
Januar	6,6	4,7	5,0
Februar	9,7	5,9	5,9
März	8,3	6,9	6,9
April	11,5	9,5	4,3
Mai	12,8	10,9	10,0
Juni	13,0	9,6	11,3
Juli	11,5	10,2	10,4
August	11,3	9,5	9,0
September	9,8	8,7	7,7
Oktober	7,4	5,7	5,0
November	6,4	5,6	5,9
Dezember	4,7	5,2	4,4
Jahr	9,4	7,7	7,1

Die in einzelnen Monaten etwas höheren Werte, die Andreasberg gegenüber Nordhausen aufweist, rühren daher, dafs im Juni und Juli ein Kälterückfall eintritt, der im Verein mit der gröfseren Insolation eine gröfsere Schwankung veranlafst, wie andererseits während der kühleren Jahreszeit letztere allein die täglichen Oscillationen vergröfsert.

Pernter hat aus dem Report of the Chief Signal Officer die Temperatursprünge für Colorado Springs (1825 m) und Pikes Peak (4322 m) zusammengestellt und gefunden, dafs dieselbe beträgt in:

Colorado Springs		Pikes Peak	
August	September	August	September
13,0° C.	12,6° C.	6,9° C.	5,4° C.

Hann, welcher die aus den Rocky Mountains vorliegenden Beobachtungen bearbeitete, fand, dafs zwar im allgemeinen die tägliche Temperaturschwankung mit der Höhe abnimmt, dafs dieselbe aber doch wesentlich durch lokale Verhältnisse bedingt sei. Hochgelegene Stationen, die dem Winde sehr ausgesetzt, also auf Gipfeln und Hochebenen belegen sind, können umgekehrt eine gröfsere Temperaturschwankung während des Tages besitzen, als nahe gelegene Orte der Ebene, wie auch andererseits manche Hochthäler eine gröfsere Amplitude aufweisen. Die Abhänge haben die geringste tägliche Temperaturschwankung, die Hochebenen und Hochthäler eine weit gröfsere. Im allgemeinen kann man sagen, dafs die Abnahme der täglichen Schwankung der Zunahme der Regenmenge umgekehrt proportional verläuft bis zu der dampfarmen Region der Gebirge, wo die Schwankungen wieder excessiver werden.

Mit der Abnahme des Luftdruckes und der Abnahme der Temperatur bei steigender Höhe geht im allgemeinen regelmäfsig eine Abnahme der Wasserdampfmenge in der Atmosphäre einher. Diese Abnahme erfolgt nicht gleichmäfsig, wie die Abnahme der Temperatur, obgleich die Menge des Wasserdampfes wesentlich durch die Luftwärme bedingt ist, auch nicht in demselben Verhältnis wie die des Luftdruckes, sondern in einem weit rascheren, so dafs schon in einer Höhe von 1960 m der Dunstdruck um die Hälfte gegenüber demjenigen in Meereshöhe abgenommen hat und in 6500 m Höhe nur noch $^1/_{10}$ der letzteren beträgt. Die folgende Tabelle giebt das Verhältnis des Dunstdruckes für je 1000 m Erhebung und gleichzeitig das des Luftdruckes an, wenn die Werte für beide in Meereshöhe = 1 gesetzt werden.

Meereshöhe	Dunstdruck	Differenz	Luftdruck	Differenz
0	1,00	—	1,00	—
1000	0,73	27	0,88	12
2000	0,49	24	0,78	10
3000	0,35	14	0,69	9
4000	0,24	11	0,61	8
5000	0,17	7	0,54	7
6000	0,12	5	0,47	7
7000	0,08	4	0,42	5
8000	0,06	2	0,37	5
9000	0,04	2	0,32	5

Aus der Tabelle ist ersichtlich, dafs die Abnahme des Dunstdruckes nicht gleichmäfsig, sondern mit steigender Höhe langsamer erfolgt, wie es beim Luftdruck der Fall ist, dafs aber der Dunstdruck in niederen Höhen weit schneller abnimmt, wie der Luftdruck. Eine Reihe von vergleichenden Beobachtungen zeigt uns die Richtigkeit des Gesagten.

Während am Fufse des Himalaya im Juli der Dampfdruck nahezu 23 mm beträgt, ist er in Leh um dieselbe Zeit in einer Höhe von 3517 m nur 8,6 mm, in dem 520 m hoch gelegenen Kandy ist die Dampfspannung 16,9 mm, in Nuwara Eliya (1875 m) dagegen 11,0 mm. In Denver in einer Höhe von 1600 m beträgt der Dunstdruck 4,9 mm, auf dem 4322 m hohen Pikes Peak 1,9 mm. Nach Hann ist im Felsengebirge die absolute Feuchtigkeit für eine Höhe von 1300 m gleich 7,5 grm pro Kilometer, für 2000 m Höhe 6,2 grm und für 2530 m 5,6 grm. Die in den Alpen gelegenen Stationen weisen uns ein gleiches Verhalten auf. So ist in Martigny (500 m) der Dunstdruck 6,8 mm, auf dem Simplon (2010 m) 4,1 mm und auf dem Theodulpafs (3330 m) 2,6 mm. In Christiania in einer Höhe von 25 m ist der Dunstdruck 5,3 m, in Röros, welches 630 m hoch liegt, 4,2 mm. Für Braunschweig beträgt der Dunstdruck 6,8 mm, für Andreasberg (580 m) 6,3 mm und für den 774 m hohen Sonnenberg 5,8 mm.

Anders verhält es sich mit der relativen Feuchtigkeit, die im allgemeinen bis zu jener Höhe zunimmt, wo die Ausscheidung des Wasserdampfes beginnt. Mühry unterscheidet in dieser Hinsicht drei Zonen im Gebirge, die unterste, die dampfreiche, rechnet er für unsere europäischen Gebirge bis zu einer Höhe von 1300 m, die mittlere, regenreiche, von 1300—2500 m und die oberste, die dampf- und regenarme, bis zu den höchsten Spitzen. Diese Einteilung hat nur bedingungsweise Giltigkeit, da die mittlere Zone, in welcher die Ausscheidung des Wasserdampfes vor sich geht, mit dem

Steigen und Sinken der Temperatur in ihrer Höhe aufserordentlich wechseln kann und allein von dem Unterschiede zwischen der Temperatur der unteren Luftschichten und dem Taupunkte bedingt wird. Bis dahin, wo die Ausscheidung des Wasserdampfes vor sich geht, nimmt die relative Feuchtigkeit mit der Höhe stetig zu, die absolute dagegen ab, dann folgt eine Zone, in welcher die erstere ziemlich gleich ist und nahezu hundert Prozent beträgt, während sie nach Ausscheidung des Wasserdampfes, in Mühry's dritter Zone, wieder bedeutend abnimmt. Sehr deutlich sind diese Zonen an isolirten höheren Gipfeln und Gebirgszügen zu unterscheiden. Die Schilderungen aller Reisenden berichten uns von den jäh aus dem Meere emporragenden Kegeln, dem Pic von Teneriffa, der Insel Fernando Po, dem grofsen Kamerunberge, der Sierra Nevada de Santa Marta u. a., dafs die Spitzen fast stets von einem Wolkengürtel umgeben sind. Die Höhe desselben wechselt je nach der Lufttemperatur oder mit anderen Worten je nach der Jahreszeit.

Wir enthalten uns, das Gesagte durch eine Reihe von Beispielen zu erhärten, da die relative Feuchtigkeit zu sehr durch die Lage, Temperatur, Wind etc. beeinflufst wird, als dafs die Resultate in allen Punkten übereinstimmen könnten. Jedes kleine Wölkchen kann im Gebirge in wenigen Minuten die relative Feuchtigkeit fast bis zum Sättigungspunkt treiben, um nach ihrem Abzuge dieselbe ebenso schnell wieder zum Sinken zu bringen.

Eine ziemlich regelmäfsige Abweichung zeigt sich im Gebirge in der jährlichen Periode der relativen Feuchtigkeit. Am und im Himalaya beträgt die relative Feuchtigkeit für Roorke (270 m) und Bareilly (174 m) im Mittel im:

	%		%
Dezember	68	Juni	56
Januar	69	Juli	80
Februar	64	August	82
März	52	September	79
April	37	Oktober	67
Mai	40	November	64
Jahr	63		

Dagegen ergiebt sich für Ranikhet (1850 m), Mussoree (2115 m) und Chakrata (2149 m) im Mittel folgender Verlauf:

	%		%
Dezember	60	März	53
Januar	63	April	45
Februar	62	Mai	51

	%		%
Juni	62	September . . .	87
Juli	91	Oktober	63
August	92	November . . .	51
Jahr 65			

Es zeigt sich also, dafs während der Wintermonate der Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf in der Höhe geringer ist, wie in der Ebene, während der Sommermonate dagegen gröfser.

Für den östlichen Teil des Felsengebirges erhalten wir ein etwas anderes Resultat. Es beträgt nämlich die relative Feuchtigkeit für Denver im:

	%		%
Dezember . . .	56	Juni	43
Januar	52	Juli	44
Februar	52	August	46
März	45	September . . .	43
April	44	Oktober	44
Mai	47	November . . .	49
Jahr 47			

für Pikes Peak im:

	%		%
Dezember . . .	60	Juni	61
Januar	63	Juli	61
Februar	62	August	60
März	70	September . . .	58
April	63	Oktober	62
Mai	58	November . . .	64
Jahr 62			

Letzterer zeigt also stets höhere relative Feuchtigkeit als Denver, indessen ist hierbei zu berücksichtigen, dafs Denver an der regenarmen Ostseite des Felsengebirges liegt.

In unseren Breiten ist die Luft im Gebirge fast in allen Jahreszeiten höher mit Feuchtigkeit gesättigt, wie im Flachlande, wie es sehr gut ein Vergleich zwischen Christiania und Röros illustrirt, die beide im Regenschatten des norwegischen Gebirges liegen. Es haben in:

	Christiania	Röros
	%	%
Dezember . . .	87	91
Januar	87	90
Februar	84	90
März	78	86

	Christiania	Röros
	%	%
April	66	80
Mai	59	72
Juni	60	67
Juli	65	75
August	71	79
September . . .	79	84
Oktober	82	86
November . . .	83	91
Jahr	75	82

Nordhausen hatte im Jahre 1885 im Mittel aus drei Beobachtungszeiten an Feuchtigkeit in der Luft im:

	%		%
Dezember . . .	91	Juni	72
Januar	89	Juli	75
Februar	89	August	76
März	84	September . . .	84
April	69	Oktober	88
Mai	80	November . . .	92
Jahr	82		

Wir haben die relative Feuchtigkeit nur einmal am Tage, morgens 9 Uhr, notirt. Es weichen diese Werte von den aus den üblichen drei Beobachtungszeiten erhaltenen bald mehr, bald weniger ab, indessen zeigt sich auch darin der gröfsere Feuchtigkeitsgehalt der Höhe in mehreren Monaten deutlich ausgesprochen. Unsere Beobachtungen ergaben in demselben Jahre folgende Zahlen, im

	%		%
Dezember . . .	92,9	Juni	66,6
Januar	90,8	Juli	73,4
Februar . . .	88,9	August . . .	76,5
März	84,3	Septemper . .	82,8
April	67,5	Oktober . . .	90,1
Mai	77,2	November . .	90,1
Jahr . . .	81,7		

Wenn wir uns nun vergegenwärtigen, dafs die Thäler mehr wie die Höhen und wie die Abhänge erwärmt werden, so ist einleuchtend, dafs die relative Feuchtigkeit am Tage in den Thälern geringer sein wird, wie auf den Bergen, während in der Nacht und im Winter sich dieses Verhältnis vielfach umkehren wird. Die gröfsere Strahlung während der Nacht

und die kühlere Temperatur der Berggipfel erklären es auch, dafs der Grad der Sättigung mit Feuchtigkeit in der Höhe oft sehr rasch wechselt. In Gebirgen, die sich ziemlich schroff und jäh aus ihrer Umgebung emporheben, kann man diese Erscheinung sehr häufig beobachten. Wenn infolge von intensiver Insolation viel Feuchtigkeit verdunstet und in höhere Luftschichten gelangt, kondensirt sich dieselbe zu Nebel und Wolken, sobald sie die kühleren Berggipfel und Kuppen erreicht. Diesen Vorgang können wir in den kühleren Monaten in jedem Gebirge verfolgen und zum Teil verdankt der Herbstnebel ihm seine Entstehung. Beispielsweise hat Braunschweig 94 Tage mit Nebel, der Sonnenberg bei St. Andreasberg 128. Sinkt dann im Winter die Temperatur, so senken sich auch die Wolken tiefer, und die Höhen haben jetzt eine geringere Feuchtigkeit, wie die tiefer gelegenen Bergpartieen und wie die Ebene.

Ein schroffer Wechsel im Sättigungsgrade der Atmosphäre mit Feuchtigkeit ist also für die Gebirge charakteristisch. Auf dem Vulkan Slamat in Java schwankte die relative Feuchtigkeit innerhalb 24 Stunden von 13% bis auf 100%. In unseren europäischen Gebirgen ist der Unterschied zwar nicht so grofs, allein er tritt auch hier der Ebene gegenüber deutlich hervor. So wurde auf dem Montblanc in einer Höhe von 3930 m in der Zeit vom 28. August bis 1. September von Martins eine mittlere relative Feuchtigkeit von 38% beobachtet, während dieselbe in Chamounix gleichzeitig 82% betrug. Der niedrigste Sättigungsgrad war oben 13%, unten 50%. Am 19. April 1885 wurde in Kassel ein absoluter Feuchtigkeitsgehalt von 4,9% morgens 6 Uhr und 3,9% mittags 2 Uhr beobachtet, während wir an demselben Tage morgens 9 Uhr 4,6% und 12 Uhr mittags 1,9% notirten.

An solchen Tagen, an denen die Feuchtigkeit schnell abnimmt, ist die Luft aufserordentlich klar und durchsichtig, und weit entfernte Gegenstände erscheinen dem Auge so nahe gerückt, dafs jede Schätzung aufhört. Wir haben zu solchen Zeiten vielfach Gelegenheit gehabt, von den umliegenden Höhen den in gerader Linie 95 km entfernten Inselsberg so klar und deutlich zu sehen, wie sonst nur den Brocken, dessen Entfernung in der Luftlinie nur 8 km beträgt. Das Flachland ist dann in undurchdringlichen Nebel gehüllt, der von der Sonne beleuchtet, dem Auge ein glänzendes weites Schneefeld vortäuscht. In sternenhellen Nächten kann man dann beobachten, wie die Venus auf 20 cm und mehr einen deutlichen Schatten wirft.

Bedingt durch die gröfsere absolute Trockenheit, bedingt aber noch mehr durch den verminderten Luftdruck, ist die Verdunstung im Gebirge gröfser, wie im Flachlande. Daneben spielt aber auch die gröfsere Insolation und die regere Luftbewegung eine bedeutende Rolle, Leider stehen uns über die erhöhte Verdunstung im Gebirge keine vergleichenden Messungen zu Gebote, nur die Abnahme des Siedepunktes giebt uns einigen Anhalt über die Gröfse derselben, indem wir daraus entnehmen können, dafs bei niedrigerem Siedepunkte die Verdunstung eine gröfsere ist und sein mufs. Es entspricht nun einer

Siedetemperatur von	eine Seehöhe von
°C.	m
100	0
99	286
98	573
97	862
96	1153
95	1446
94	1741
93	2038
92	2337
91	2638
90	2940
89	3245
88	3551
87	3860
86	4170
85	4482
84	4797
83	5113
82	5432
81	5753

Je bedeutender also die Höhe, deste niedriger der Siedepunkt und desto bedeutender die Dampfbildung.

Es ist diese sogenannte Evaporationskraft im Gebirge sehr bedeutend. Leichen von Tieren faulen nicht, sondern mumifiziren, Möbel, die in der Ebene angefertigt sind, bekommen grofse Risse, Thüren und Fufsböden zeigen bedeutende Schwankungen in ihrer Schlufsfähigkeit, der Schweifs verdunstet rasch, so dafs die Haut trocken und spröde wird, der Durst ist vermehrt.

Die Bewölkung des Himmels ist im Gebirge je nach der Lage verschieden und am gröfsten auf der Luvseite, am ge-

ringsten an der Leeseite. Im allgemeinen aber nimmt dieselbe mit steigender Höhe zu. Im Himalaya beträgt sie nach den aus den Beobachtungen zu Bareilly (174 m) und Roorkee (270 m) gezogenen Mittelwerten 3,1 % im Jahr, für Dehra (680 m) und Dharmsala (1370 m) 3,6 %, für Ranikhet (1850 m) und Chakrata (2149 m) 4,6 % und für Leh (3517 m) 5,4 %. In Mexiko ist die Bewölkung für:

	Seehöhe m	%
Tlacotalpam . . .	3	4,8
Puëbla	2169	4,7
Pátzcuaro	2138	4,3
Mexiko	2265	4,8

Hier zeigt sich also kaum ein Einfluſs der Höhenlage auf die Bewölkung, sämtliche Orte liegen aber auf der Leeseite der Anden.

In Birid (127,7 m) in Norwegen ist die jährliche Bewölkung gleich 5,1 %, in Röros (629,2 m) 6,2 %.

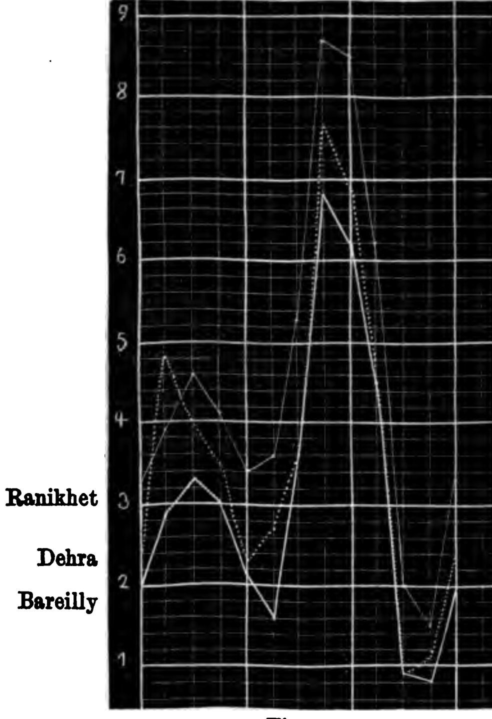


Fig. 4.

Den monatlichen Verlauf der Bewölkung anlangend, so zeigen die Stationen im Himalaya zwei Minima in der heifsen Jahreszeit und nach Beendigung der Regenperiode (Figur 4). Der Verlauf der Kurve stimmt fast mit derjenigen für die Ebene überein, nur sind sämtliche Werte etwas höher.

In den Alpen gestalten sich die Verhältnisse etwas anders. Wir geben in Figur 5 die Kurven für verschiedene Höhen für die Ebene (420 m) für 1300 m, 1830 m und 2600 m. In der Ebene nimmt die Bewölkung vom Winter, wo sie am höchsten ist, bis zum Sommer stetig ab und steigt erst wieder im Herbst. In den höher gelegenen Orten ist dagegen die Bewölkung im Winter am niedrigsten, steigt bis zu ihrem Maximum im Frühling oder Sommer, um dann allmählich während des Herbstes wieder zu fallen.

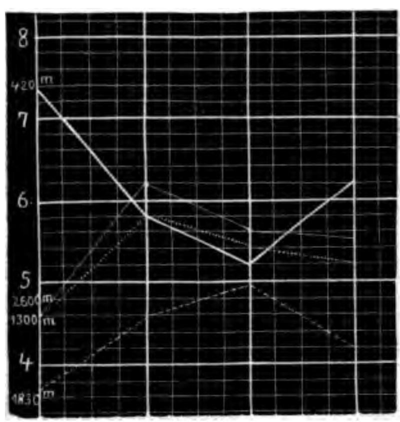


Fig. 5.

Der Südabhang des Harzes zeigt ein ähnliches Verhältnis. Unser Pflegeort hat im Vergleich zu Nordhausen (Figur 6 und 7) im Winter eine geringere Bewölkung wie dieses, während am Nordabhange nur im November die Bewölkung

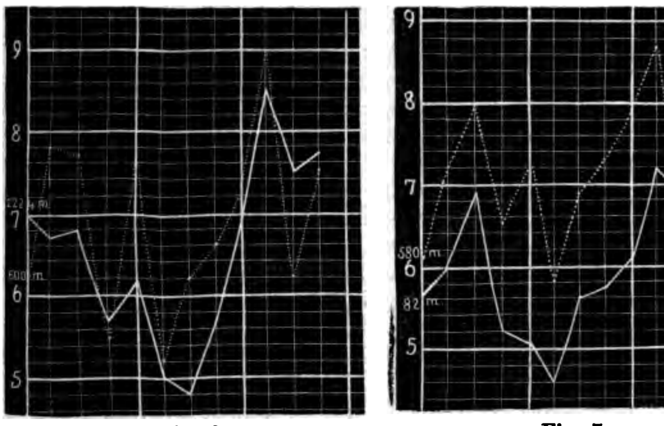


Fig. 6. Fig. 7.

etwas geringer ist, wie in der Ebene. Im übrigen haben die Kurven für Andreasberg und Klausthal ziemlich viel Ähnlichkeit miteinander. Der wolkenlosere Winter unseres Pflegeortes ist gleichfalls durch die Lage desselben, im Regenschatten des Bruchberges, bedingt. Letzterer erstreckt sich vom Brocken bis nach Osterode in einer durchschnittlichen Höhe von 900 bis 1000 m. Die Zunahme der Bevölkung zeigt sich an den Kurven für Braunschweig und Klausthal sehr deutlich, letzteres hat im Jahresdurchschnitt eine Bewölkung von 7,2 %, ersteres von 5,9 %. An den beiden Kurven von Andreasberg und Klausthal zeigt sich im Mai eine bedeutende Zunahme der Bewölkung. Dieselbe verdankt ihre Entstehung dem Umstande, dafs der Brocken dann noch schneegekrönt ist, so dafs also die aufsteigenden Luftmassen sich schneller abkühlen und ihr Wasserdampf sich schneller kondensirt. Andreasberg als der dem Brocken näher gelegene Ort hat eine etwas gröfsere Bewölkung, wie Klausthal.

Aufserdem zeigt sich im Gebirge noch eine weitere Abweichung in der Bewölkung insofern, als isolirte Berge meistens höhere Grade aufweisen, als gleich hoch gelegene Thäler. Es erklärt sich dies aus der gröfseren Kälte der isolirten Kegel und aus der gröfseren Strahlung. So hat der Schafberg eine mittlere Bewölkung von 6,4 %, die nahe gelegenen gleich hohen Thäler dagegen nur 5,0 %.

Im innigen Zusammenhange mit der Zunahme der Bewölkung im Gebirge steht die Zunahme der Regenmenge, die wir bei sämtlichen Bodenerhebungen konstatiren können. Indessen herrscht auch hier kein lediglich durch die Höhenlage bedingtes Gesetz vor, sondern dasselbe erleidet durch die Form, Höhe und Lage des Gebirges im Einzelfalle manche Abänderungen. Wenn die über die Ebene hinstreichenden Luftmassen eine vorspringende Gebirgswand erreichen, werden sie gezwungen, in kältere Regionen emporzusteigen, der suspendirte Wasserdampf verdichtet sich zu Wolken und fällt bei weiterem Emporsteigen in Form von Regen nieder. Überschreitet die Regenwolke den Kamm des Gebirges und senkt sie sich auf der anderen Seite wieder in die Thäler hinab, so hat sie einen bedeutenden Teil ihrer Wassermenge schon verloren, und die durch das Herabsteigen hervorgerufene Wärmeentwickelung bringt das noch vorhandene tropfbar flüssige Wasser zur Verdunstung. Die Luft kommt also schliefslich in der Thalsohle warm und trocken an, wie wir es in sehr ausgesprochenem Grade bei der Besprechung des Föhnwindes kennen lernen werden. Es müssen also alle Gebirge, die zu den vorherrschenden feuchteren Luftströmungen mehr

oder weniger quer verlaufen, eine nasse Regenseite (Luvseite) und eine trockene Seite (Leeseite) haben. Diejenigen Gebirgszüge, welche parallel zu den Feuchtigkeit führenden Luftströmungen liegen, lassen diesen Unterschied nicht so deutlich erkennen. Aus dem Gesagten gewinnen wir zugleich das Verständnis für die Thatsache, dafs in den Tropen am Fufse mancher Gebirge, namentlich nach der nassen Seite hin, eine unfruchtbare Wüste vorhanden ist, während der mittlere Teil eine reiche üppige Vegetation trägt und erst in gröfserer Höhe der ausgesprochene Alpencharakter mehr und mehr in die Augen springt.

Aus dem tropischen Afrika liegen uns keine zu vergleichenden Studien brauchbare Regentabellen vor, im tropischen Asien sind dagegen schon vielfach Beobachtungen angestellt. In Colombo (12 m) an der Westküste von Ceylon fallen im Jahre 2244 mm Regen, in Nuwara Eliya (1901 m) im Innern 2510 mm und in Batticaloa (6 m) an der Ostküste 1485 mm. In Mangalore am Fufse des Ghats fallen 3425 mm, im Innern in dem 770 m hoch gelegenen Mysore 698 mm. Spricht schon aus diesen Zahlen der Unterschied zwischen Luv- und Leeseite der westlichen Ghats sehr deutlich, so tritt derselbe noch mehr hervor in den nördlicher gelegenen Stationen. Die Menge des Niederschlages beträgt nämlich in Bombay (4 m) 1881 mm, in Mahabaleschwar (1384 m) 6460 mm und in Puna (610 m) nur 768 mm. Im östlich gelegenen Assam ist in Silhet in der Ebene eine Regenmenge von 3925 mm beobachtet, in Cherrapungi (1250 m) 12526 mm und in Goalpara (118 m) 2384 mm. Im Himalayagebiete beträgt die mittlere Regenmenge von 7 Stationen, welche in einer Entfernung von 20—30 englischen Meilen vom Fufse des Gebirges liegen, 1013 mm, in 7 anderen bis zu 20 englischen Meilen entfernten 1188 mm, in 9 Stationen der äufseren Kette des Himalaya selbst 2042 mm, in dem Siwalik Hills 2116 mm und in den inneren Ketten und Thälern 1197 mm. In den Thälern hinter den ersten Gebirgsketten ist der Regenfall gering und beträgt in Srinagar blofs 945 mm, in Almora 996 mm. In Batavia fallen jährlich 1868 mm, in Buitenzorg (270 m) 4456 mm.

In den Kordilleren sehen wir dort, wo vorherrschend östliche Winde wehen, die Ostseite des Gebirges gut bewässert, die Westseite dagegen trocken, während umgekehrt dort, wo vorherrschend Westwinde wehen, die Westküste die feuchtere wird. Die Grenze zwischen diesen beiden Gegenden findet sich um den 34° südlicher Breite herum. Der besseren Übersicht

halber haben wir in der folgenden Tabelle links die westlich, rechts die östlich von den Kordilleren gelegenen Stationen so zusammengestellt, dafs stets die nahezu unter gleicher Breite gelegenen Orte einander gegenüberstehen.

Westseite der Anden	Regenmenge mm	Ostseite der Anden	Regenmenge mm
Copiapo	8	Tucuman	900
		Santiago del Esterra	700
		Catamarca	260
Serena	40	Sabadillo bei Rioja	457
Valparaiso	340	San Juan	700
Santiago de Chile	327—360	Mendoza	200
		St. Luis	550
		Cordoba	690
Valdivia	2930		
Ancud	3400		
Puerto Monts	2450	Chubut	354

Nach Draenert betrug die Regenmenge in Brasilien in:

	Seehöhe m	mm
Rio de Janeiro	66	974,6
Alto da Serra de Cubatão	800	3576,7
S. Paolo	729	1504,1
Uberaba	750	1560,8
Gongo-Soco	1090	2939,3

Auch die Gebirge der gemäfsigten Zone weisen eine gleiche Zunahme der Regenmenge in der Höhe auf, und zwar auf beiden Seiten des Äquators. Auf der Südinsel von Neuseeland fielen im westlichen Teile derselben in Hokitika 2840 mm, in Pakawan 2757 mm, in dem östlich gelegenen Blenheim 681 mm. Anderlind fand nach 10jährigen Beobachtungen für Jerusalem eine Regenhöhe von 570 mm, für Nazareth von 612 mm.

In Europa, wo ja das reichste Beobachtungsmaterial vorhanden ist, zeigt sich in den einzelnen Gebirgen eine grofse Verschiedenheit in der Regenmenge, je nach der Richtung, in welcher die Gebirge verlaufen und je nach der Richtung, aus welcher die hauptsächlichsten Winde wehen. An den der Richtung der Hauptwinde parallel verlaufenden Gebirgen ist der Unterschied zwischen trockener und nasser Seite nicht sehr deutlich ausgesprochen, zeigt sich dagegen im speziellen

mehr oder weniger gut. Die folgenden Tabellen sind derartig zusammengestellt, dafs sie möglichst den verschiedenen Himmelsrichtungen entsprechen. Es hat:

	Seehöhe m	Regenmenge mm
Mailand . . .	147	996
Lugano . . .	275	1614
Bellinzona . .	229	1697
Castasegna . .	700	1468
Splügen . . .	1471	1568
Sils Maria . .	1810	979
Bevers b. Samaden	1715	851
Chur	603	849
Zürich . . .	470	1108
Luzern . . .	454	1246
Rigi	1784	1503
Altdorf . . .	454	1321
Glarus . . .	471	1523
Genf	408	798
Lausanne . .	515	1027
Montreux . .	385	1384
St. Bernhard .	2478	1226
Aosta	600	573
Carpentras . .	100	753
Mt. Ventoux .	1900	1737

Hier zeigt sich also im allgemeinen eine Zunahme mit steigender Höhe, wenn auch nicht mit absoluter Regelmäfsigkeit, wie ein Vergleich zwischen Bellinzona und Lugano und Montreux und Lausanne zeigt. Es zeigt sich dieser Einflufs des Gebirges schon bei der Annäherung an dasselbe, ähnlich, wie wir es vom Himalaya kennen gelernt haben. Es haben nämlich:

	Regen mm	im Mittel mm
Augsburg . . .	499	514
München . . .	529	
Traunstein . .	597	598
Memmingen . .	599	
Kempten . . .	696	708
Miesbach . . .	720	

Weiter nach Osten kehrt sich dies Verhältnis wenigstens am Nordrande der Alpen um, und statt einer Zunahme der

Regenmenge ist in den höher gelegenen Orten eine Abnahme zu konstatiren. So hat:

	Seehöhe m	Niederschläge mm
Rosenheim . . .	447	1380
Innsbruck . . .	570	870
Landeck	814	570

Es ist diese Erscheinung nicht weiter auffallend, wenn wir bedenken, dafs Landeck und Innsbruck unter dem Einflusse der von den Pässen herabsteigenden trockenen Luft stehen, Rosenheim dagegen diesem Einflusse schon entzogen ist.

In Norwegen beträgt die jährliche Regenmenge in Floröe über 1900 mm, in Bergen dagegen nur 1835 mm. Östlich von Floröe erhebt sich der 1570 mm hohe Joestedalgletscher, der die Regenscheide bildet, denn in dem noch weiter gelegenen Orte Joestedal beträgt die Regenmenge nur noch einige Hundert Millimeter, in Dover 363 mm und in Elverum 445 mm.

Auch im Gebiete des Harzes zeigt sich deutlich dieser Unterschied der Höhenlage und der Luv- und Leeseite. Es hat:

	Seehöhe m	Regenmenge mm
Göttingen . .	150	560
Seesen . . .	209	924
Klausthal . .	592	1430
Brocken . . .	1141	1700
Sonnenberg . .	775	1406
St. Andreasberg	580	1332
Braunlage . .	550	1408
Elend	520	1286
Wernigerode .	246	720
Ballenstedt . .	255	950

Der höhere Wert von Braunlage ist dadurch bedingt, dafs viele Gewitter vom Ravensberge dem Höhenzuge der Jagdköpfe folgend nach dem Brocken ziehen und auf diesem Wege Braunlage treffen.

Aus den Angaben über die Regenverhältnisse des Himalaya und der Alpen geht hervor, dafs die Menge nicht stetig mit der Höhe zunimmt, sondern nur bis zu einer gewissen Grenze. Im Himalaya haben die inneren Thäler schon bedeutend weniger Regen, wie die Stationen des ebenen Vorlandes, und in den Alpen ist dasselbe bei Aosta, Chur und Landeck der Fall. Nach Hooker fielen in Darjeeling 681 mm

Regen, während im Innern des Himalaya in gleicher Seehöhe, aber hinter der ersten Schneekette nur 317 mm vermerkt wurden. Nach Hill liegt die Zone des gröfsten Regenfalles in den äufseren Ketten des Himalaya in 1300 m Höhe. In den letzten zwei Dritteln des September wurden in Darjeeling (2210 m) 254 mm Niederschlag gemessen, in Mome Samdong in etwa 4700 m Höhe dagegen blofs 38 mm.

Nach Raulin reicht die Zone des gröfsten Regenfalles auf Java bis zu 1500—1600 m Höhe, wie aus der folgenden Tabelle ersichtlich ist. Es hat:

	Seehöhe m	Regenmenge mm
Batavia	7	1923
Tjinjiroean . . .	1566	3116
Teleja-Patengang .	1556	4159
Kawah Tji Wideï	1952	3775
Tangkoeban Prohn	2111	3717
Malawar	2339	3043
Reong Goenoeng .	1264	4021

In den Alpen liegt diese Zone zwischen 1500 und 1800 m, in England dagegen schon bedeutend niedriger, in einer Meereshöhe von etwa 500 m.

Die Erklärung für diese Thatsache, dafs in den höheren Gebirgen eine Zone gröfsten Niederschlages vorhanden ist, finden wir in der Fähigkeit der Luft, bei höheren Temperaturen gröfsere Mengen von Wasserdampf aufnehmen zu können. Die folgende Tabelle giebt die Temperaturen für regelmäfsige Höhenunterschiede, wie sie in Indien gefunden sind und gleichzeitig die Menge des Wasserdampfes, welche die Luft bei dieser Temperatur aufnehmen kann. Es betrug für eine

Seehöhe m	Jahrestemperatur °C.	Maximum des Wasserdampfes grm
0	24,06	21,68
300	22,5	19,28
600	20,9	18,08
900	19,3	16,49
1200	17,8	15,10
1500	16,2	13,71
1800	14,7	12,55
2100	13,1	11,37
2400	11,6	10,37
2740	9,9	9,30
3050	8,4	8,46
3660	5,3	6,93
4270	2,2	5,65

Angenommen nun, es stiege mit Feuchtigkeit gesättigte Luft aus der Ebene empor, so würde sie, wenn sie sich um 1500 m gehoben hätte, 7,97 grm Wasser pro Kubikmeter Luft an Feuchtigkeit verloren haben, erhebt sie sich abermals um 1500 m, so verliert sie nur noch 5,25 grm und bei den folgenden 1500 m noch weniger.

In allen Gebirgen, wo die mittlere Jahrestemperatur unter 0° liegt, oder wo die Zeit der Niederschläge hauptsächlich in diejenigen Monate fällt, deren Temperatur unter 0° beträgt, wird der gröfste Teil der Niederschläge in Form von Schnee herunterkommen. Die Höhe der Schneedecke wird sich also hauptsächlich nach der monatlichen Verteilung der Niederschläge und nach der Temperatur richten. Liegt letztere auch im Sommer unter Null, so bleibt der Schnee dauernd liegen. Es hat für unsere Zwecke wenig Bedeutung, in welcher Höhe die Schneegrenze beginnt, wenn ihr auch insofern ein klimatologisches Interesse nicht abzusprechen ist, als sie durch kräftige Abkühlung der Luft auf die Vermehrung der Niederschläge von Einflufs ist. Nur erwähnen wollen wir, dafs dieselbe einerseits von der geographischen Breite und andererseits von den örtlichen Verhältnissen und der Lage der Berge zur gröfsten Insolation des Tages abhängig ist. Für die Insel Jau Mayen wird dieselbe in 700 m Höhe liegend angegeben, in Norwegen wechselt sie von 800—1600 m, in den Alpen beginnt sie in einer Höhe von 2700 m, im Himalaya auf der Nordseite, die sich, wie wir gesehen haben, durch Trockenheit auszeichnet, in 5300 m Höhe, auf der feuchteren Südseite in einer solchen von 4300 m. In den Anden beginnt der ewige Schnee unter dem Äquator in einer Höhe von 4800 m, um an der Magelhaensstrafse schon in 1130 m Höhe aufzutreten.

Mehr Interesse hat für uns die untere Grenze einzelner Schneefälle und die Höhe der Schneelage. Letztere ist ja aufserordentlich schwer zu bestimmen, da der anfangs lockere Schnee schon nach wenigen Tagen und namentlich bei kräftiger Insolation sehr schnell zusammensinkt. In den Anden fällt zuweilen noch Schnee in einer Höhe von 3600m, in Mexiko in 2000m Höhe. Im Himalaya fällt noch ziemlich regelmäfsig Schnee in einer Höhe von 1700 m, in seltenen Fällen aber noch in 1000 m Höhe. Auf Teneriffa liegt die untere Grenze des Schneefalls in 1300 m Höhe, auf Madeira in 800 m, und zwischen dem 36. und 37. Breitengrade steigt diese Grenze zum Meeresstrande hinab.

In Nordamerika, wo wegen des Fehlens quer verlaufender Gebirge die Nordwinde weit hinabdringen können, liegt diese

Grenze näher zum Äquator, unter dem 26.°. Auf der südlichen Hemisphäre liegt dieselbe dagegen höher, da es im Kaplande eine Seltenheit ist, den 1082 m hohen, unter dem 34.° südlicher Breite gelegenen Tafelberg beschneit zu sehen. Es hängt dies mit der höheren Temperatur der südlich gemäſsigten Zone zusammen. Humboldt hat nach seinen Beobachtungen die untere Grenze des Schneefalles mit der unteren Grenze des ewigen Schnees unter verschiedenen Breitengraden verglichen und ist dabei zu folgendem Resultat gekommen. Es liegt für die geographische Breite von:

	Untere Grenze des Schneefalls	Untere Grenze des ewigen Schnees	Differenz
Grad	m	m	m
0	3980	4790	810
20	3020	4600	1580
40	0	3000	3000

Suchen wir nach einer Erklärung für diese Zunahme der Differenz zwischen der unteren Grenze des Schneefalls überhaupt und der des ewigen Schnees, so müssen wir das Verhältnis der Jahresisothermen von 0° zu den Isothermen des kältesten Monats für verschiedene Gebirge untersuchen, worüber uns indessen bis jetzt jede Beobachtung fehlt. Wir wollen nur darauf hinweisen, daſs die Jahresschwankung zwischen der Temperatur des wärmsten und kältesten Monats mit der geographischen Breite zunimmt, wie wir oben gesehen haben. Die Erscheinung, daſs im Himalaya die Schneegrenze und die Schneefülle auf der feuchteren Südseite weit tiefer herabgeht, wie auf der trockneren Nordseite, was wir in ähnlicher Weise auch in anderen Gebirgen beobachten können, erklärt sich aus der gröſseren Menge der Niederschläge und aus der bedeutenden Wärmemenge, die für das Schmelzen der an der feuchteren Seite dickeren Schneelage erforderlich ist.

Wie die Dauer der Schneedecke im Gebirge mit steigender Höhe zunimmt, darüber liegen bisher gleichfalls nur wenige Beobachtungen vor. Denzler fand für den nordöstlichen Teil der Schweiz, daſs sich die Schneedecke hält in einer Höhe von:

650 m	. . .	77 Tage
1300 „	. . .	200 „
1950 „	. . .	245 „

Aus den Tabellen des preuſsischen statistischen Amtes ergiebt sich, daſs für den 2jährigen Zeitraum von 1884—1885 die Dauer der Schneedecke sich erstreckt für:

	1884 Tage	1885 Tage
Hannover	156	135
Braunschweig . . .	161	120
Göttingen	—	144
Klausthal	249	201
Sonnenberg	—	225

Während also für das den Harz umgebende Flachland die Zeit vom ersten bis letzten Schneefall im Mittel 140—150 Tage umfafst, beträgt die Grenze zwischen den möglichen Schneefällen im Gebirge selbst im Mittel 225 Tage. Der Schnee kommt also hier oben früher und geht später, trotzdem der Winter wärmer ist, als im Flachlande.

Die Einwirkung der Gebirge auf die Winde ist eine mehrfache, insofern sie nicht blofs auf die allgemeine Luftbewegung verändernd einwirken, sondern auch lokale Luftströmungen erzeugen. Zunächst sind alle gegen die Ebene vorspringenden Berge und die zu derselben geneigten Hochebenen dem Winde stärker ausgesetzt, wie das Flachland. Wenn sich eine gröfsere Luftmasse über das flache Land bewegt, so wird am Erdboden, wo die elastische Luft mit der festeren und weit weniger elastischen Erdmasse in Berührung kommt, ein grofser Teil der Bewegung durch die Reibung in Wärme umgesetzt und die Folge wird sein, dafs unmittelbar am Erdboden die Geschwindigkeit geringer ist, wie in den höheren Luftschichten, wo nur die innere Reibung der Luft hemmend auf die Bewegung einwirkt. Dazu kommt, dafs durch Bäume, Sträucher und Kräuter die Luft vielfach gebrochen und von ihrer ursprünglichen Richtung abgelenkt wird, so dafs auch hierdurch die Geschwindigkeit der unteren Luftmassen sich verringert. Trifft nun eine gröfsere in Bewegung befindliche Luftmasse auf eine bedeutendere Bodenerhebung, so gestaltet sich der Vorgang folgendermafsen:

Denken wir uns zunächst die Luftmasse in der Ebene *ab* gegen das Gebirge hin bewegt, so kommt dieselbe schon wegen der fast ganz fehlenden Reibung mit erheblich gröfserer Geschwindigkeit beim Gebirge an. Der Punkt *b* erhält also heftigeren Wind, als ein am Fufse des Gebirges belegener Punkt. Durch die Brechung erhält nun der gröfste Teil der bewegten Luftmassen eine emporsteigende Richtung *bc*. Trifft nun dieser gebrochene Luftstrahl beim Aufsteigen auf die in der Richtung *de* wehenden Luftmassen, so wird er, weil er dieselben unter einem spitzen Winkel schneidet, von ersteren mit fortgerissen. Die Geschwindigkeit beider wirkt in gleicher

Richtung, also verstärkend aufeinander, das heifst mit anderen Worten, der Punkt *e* wird mehr und stärkeren Wind bekommen, als der Punkt *b*. Dieser Vorgang wiederholt sich in den höheren Luftschichten stets von neuem. Gleichzeitig

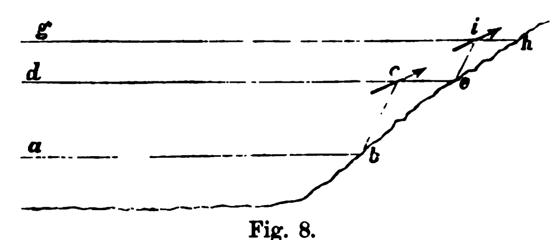


Fig. 8.

ist aber auch klar, dafs in den höher gelegenen Stationen dem Parallelogramm der Kräfte entsprechend, die Luft sich nicht mehr zur Ebene parallel bewegt, sondern eine leicht aufsteigende Richtung annehmen mufs.

Jedes Gebirge wirkt aber aufserdem noch anziehend auf die umgebenden Luftmassen. Wird der Abhang *bh* von der Sonne beschienen, so wird derselbe wegen seiner Neigung und den dadurch bedingten gröfseren Einfallswinkel der Sonnenstrahlen stärker erwärmt. Die Folge davon ist, dafs die darüber gelegenen Luftmassen schneller emporsteigen, als wie die weniger erwärmten der Ebene und der freien Atmosphäre. Es entsteht also am Abhange ein luftverdünnter Raum, nach dem jetzt, da von oben her keine Luft zufliefsen kann, von der Ebene neue Luftmassen hinströmen. Das Gebirge saugt also an sonnigen Tagen die umgebenden Luftmassen an, und es wird infolgedessen die Luftbewegung nach den vorspringenden Gebirgshängen eine stärkere sein, wie in der Ebene.

Sehen wir jetzt, ob die Beobachtung das theoretische Raisonnement bestätigt. Am 10. Januar 1885 wehte auf der Schneekoppe (1600 m) der Wind aus westlicher Richtung mit einer Stärke von 4, in dem nahen 348 m hohen Eichberg dagegen nur mit einer Stärke von 2, und auch nur bis zum Nachmittage, während am Abend Windstille herrschte. Am 11. und 12. Februar desselben Jahres war in Eichberg Windstille, auf der Schneekoppe wehte der Wind aus östlicher Richtung in einer Stärke von 4.*)

Während nun die vorspringenden Abhänge und Gipfel mehr Wind erhalten, wie die Ebenen, sind die tiefer im

*) Über den täglichen Gang des Windes auf Gipfeln sind die Beobachtungen noch nicht geschlossen.

Gebirge gelegenen Thäler vor der Heftigkeit der allgemeinen Winde geschützt. So hatte:

	1884 Calmen	1885 Calmen
Braunschweig . . .	19	15
Klausthal	146	154
Sonnenberg	37	14
St. Andreasberg . .	129	143
Nordhausen	141	123

Nach Mohn's ausführlicher Zusammenstellung betrug ferner die Windstärke unter Zugrundelegung einer sechsteiligen Skala in:

	Seehöhe m	Windstärke Calmen
Floröe	8	1,8
Granheim	394	0,8
Dover	643	1,0

Floröe liegt westlich vom Joestedalgletscher, Granheim und Dover östlich davon.

Aufser diesen Abänderungen unterscheiden sich die Gebirge von der Ebene noch durch ihnen eigentümliche Winde. In jedem längeren Gebirgsthale bilden sich infolge der starken Erwärmung am Tage und der gröfseren Abkühlung während der Nacht regelmäfsige Winde, von denen die am Tage wehenden thalaufwärts streichen und deshalb auch den Namen Thalwind (La breva, Ora, Unterwind) erhalten haben, während die von der Höhe nachts herabsteigenden als Tivano, Paecano, Sopero, Sovér, Pontias, Oberwind bekannt sind. Es entstehen diese Winde vorwiegend in den Thälern, aber nicht blofs hier allein, sondern auch an vorspringenden ausgedehnteren Abhängen und Felswänden, namentlich wenn sie günstig zum höchsten Stande der Sonne liegen. Diese Winde treten in den Thälern, wenn sie nicht von starken allgemeinen Luftströmungen beherrscht werden, mit einer grofsen Regelmäfsigkeit auf. Meist setzt der Tagwind morgens gegen 10 Uhr ein, wird zur Zeit der gröfsten Erwärmung am stärksten und hört abends gegen 6 Uhr auf. Spät am Abend, gegen 9 Uhr, setzt dann der Nachtwind ein.

In Grönland weht nach Rink während der Sommermonate der Seewind in den Fjorden vorherrschend und legt sich während der Nacht auf einige Stunden oder macht einem schwachen Ostwinde Platz. General Cunnigham konstatirt gleicherweise von Ladakh (oberes Industhal) und Spiti, dafs die südlichen und südwestlichen Tagewinde gewöhnlich um

9 Uhr morgens beginnen. Der Wind weht in der Landschaft Spiti schwach von N. um Mitternacht und von NO. am frühen Morgen. Auch in dem Thale des Karakasch, das von SW. nach NO. verläuft, erhebt sich täglich aus W. und SW. ein starker Wind, der nachmittags zum Sturm anwächst, nachts aber aufhört. Blandford konstatirte im Kárákoramgebirge vom Partashpafs bis zum Dipsangpafs während des Tages regelmäfsig aus W. oder S. wehende strenge Winde, die bei Nacht bis zur Windstille abfielen. Dies ist nach den Berichten aller Tibetreisenden charakteristisch für die tibetanische Hochebene. Im Núbrathale kamen die thalaufwärts wehenden Winde von S.

General Strachey sagt von den Winden im Himalaya: „Fast das ganze Jahr hindurch finden wir, dafs an den Abhängen des Himalaya die Winde thalaufwärts wehen bei Tage, d. i. von 9 h. a. m. bis 9 h. p. m. und abwärts während der Nacht. Wo die grofsen Ströme in die Ebene austreten, wehen diese Nachtwinde mit grofser Heftigkeit, namentlich im Winter. Im Innern des Gebirges sind sie mäfsiger, und auf grofsen Erhebungen und den centralen Teilen von Tibet sind die Nächte fast durchgängig windstill. Die Tagwinde von S. dagegen nehmen an Stärke mit der Erhebung zu, und längs der indischen Wasserscheide und den angrenzenden Teilen von Tibet sind sie aufserordentlich heftig, so dafs ich bei meinen Wanderungen in diesen Gegenden dem Nachmittage oft mit wahrer Furcht entgegengesehen habe; die Eingeborenen bemühen sich stets, die hohen Pässe der indischen Wasserscheide früh am Tage zu passiren, um die wütenden Nachmittagswinde zu vermeiden. Sowie man weiter in die Hochebene eindringt, nimmt jedoch ihre Kraft rasch ab.

Obgleich diese Winde im allgemeinen bei Tage von SW., bei Nacht von NO. wehen, d. i. rechtwinklich auf die Richtung des Gebirgszuges, werden sie doch natürlicherweise gezwungen, der Richtung der tiefeingeschnittenen Thäler zu folgen, so dafs ihre Richtung zahllosen Variationen unterliegt. In jenem Teile von Tibet, den ich besucht habe, nahe der indischen Wasserscheide im Norden von Kumaun schien der Tagwind um 9 Uhr im südöstlichen Quadranten zu beginnen und allmählich mit der Sonne sich zu drehen, so dafs er im südwestlichen Quadranten um 9 h. p. m. endete. Bei mehreren Gelegenheiten habe ich in diesen Gegenden notirt, dafs der Wind früh am Morgen aus Nord wehte."

In den Anden treten die Tagwinde mit aufserordentlicher Heftigkeit auf. Sie beginnen morgens um 7 Uhr, nehmen allmählich an Heftigkeit zu, erreichen nachmittags 2 Uhr ihre

gröfste Stärke und hören nach Sonnenuntergang wieder auf. Die Stärke der Winde nimmt bei einer längeren Reihe von sonnenklaren Tagen bedeutend zu. Auf dem Plateau von Tacunga, südlich von Quito, weht am Morgen gewöhnlich Südwind, am Abend häufig Nordwind. Diesen Winden verdankt die Portilla del Vento in Chile ihren Namen.

Aus diesem regelmäfsigen Auftreten und dem Wachsen der Windstärke bei höher gehender Sonne läfst sich schon von vornherein annehmen, dafs die Erwärmung der Thäler infolge der Sonnenwirkung die Ursache dieser Luftströmungen ist. Denken wir uns ein längeres Thal, so wird die Sonne früh morgens zunächst die höheren Punkte der Sohle und die oberen Abhänge treffen und erst allmählich die tiefer gelegenen Partien mit ihren Strahlen erwärmen. Es wird nun infolge der intensiveren Insolation die Luft in den oberen Teilen weit mehr erwärmt, wie in den unteren und wie in der Ebene, und sie steigt in die Höhe, während der Raum, den sie eingenommen hatte, durch neue Luftmassen ersetzt werden mufs. Von den höher gelegenen Schichten kann letztere nicht herabsteigen, da auf dieselben die Insolation noch stärker gewirkt hat, sondern sie wird von dort her zuströmen, wo der Luftdruck gröfser ist, d. i. von den unteren Teilen der Thäler und von der Ebene.

Nachts wird infolge der stärkeren Strahlung sich die Luft in den unteren Teilen des Thales stärker zusammen-

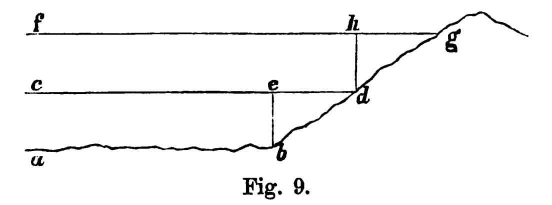


Fig. 9.

ziehen. Denken wir uns nun die Atmosphäre in horizontalen Schichten geteilt, so wird infolge der Erkaltung die über dem Punkt *b* lagernde Luftschicht *be* sich stärker zusammenziehen, wie die Luft über dem Punkt *d*. Der vorher in der horizontalen Schicht *cd* allenthalben gleiche Luftdruck wird nun eine Verminderung in *be* erfahren. Es enstände also eine trichterförmige Einsenkung, wenn nicht die umgebenden Luftschichten das Bestreben zeigten, dieselbe auszufüllen. Es fliefst also von den höher gelegenen Teilen des Abhanges die Luft nach unten. Das gleiche Spiel wiederholt sich in jeder folgenden höher gelegenen Luftschicht von neuem und das

Resultat dieses Zusammenwirkens ist die absteigende Luftbewegung während der Nacht.

Eine andere, dem Gebirge eigentümliche Form des Windes ist die unter dem Namen Föhn bekannte, der zuerst in der Schweiz als eine von der allgemeinen Windregel nicht abweichende Luftströmung erkannt wurde. Man glaubte anfänglich, dafs derselbe, da er vorwiegend in dem nördlichen Teile der Schweiz in den Thälern wehte und mit grofser Wärme und aufserordentlicher Trockenheit einherging, aus Afrika oder genauer aus der Sahara stamme. Ausgedehnte Beobachtungen haben aber gelehrt, dafs der Föhn nicht blofs in den Alpen, sondern in allen Gebirgen vorkommt, und dafs er nur in den Alpen, als dem ausgedehntesten Gebirgslande Europas am häufigsten und deutlichsten auftritt.

Der Föhn ist ein von dem Kamme der Gebirge mit grofser Heftigkeit herabwehender Wind, der durch bedeutende Wärme und Trockenheit ausgezeichnet ist. In der Regel weht derselbe aus südlicher und südöstlicher Richtung, seltener aus südwestlicher. Die Richtung ist indessen wesentlich durch den Verlauf der Thäler bedingt, denn in den oberen Luftschichten sieht man die Wolken regelmäfsig aus SW. ziehen. Seine Entstehung verdankt der Föhn einem in der Nähe des Gebirges, meistens an der nördlichen Hälfte vorbeiziehenden barometrischen Minimum und er folgt in Bezug auf Richtung den allgemeinen Windgesetzen der nördlichen wie der südlichen Hemisphäre.

Sinkt nämlich auf der einen Seite des Gebirges der Luftdruck sehr schnell, während er auf der anderen wenig abnimmt oder sogar etwas steigt, so entsteht dadurch ein mehr oder weniger starker Gradient nach dem Minimum zu, infolgedessen die umgebenden Luftmassen ebendahin wehen. Der höhere Luftdruck, welcher auf dem Kamme des Gebirges besteht, treibt nun die auf der dem Minimum entgegengesetzten Seite befindlichen, durch den ansaugenden Einflufs der Gradienten emporsteigenden Luftmassen nach Überschreiten des Kammes mit grofser Gewalt hinab ins Thal. Dieselben erwärmen sich bei ihrem Absteigen mehr und mehr. Es wird also, während der Föhn auf der einen Seite des Gebirges herrscht, auf dem entgegengesetzten Abhange nur schwacher Wind wehen, der nach dem Kamme zu immer heftiger wird und allmählich seine Feuchtigkeit abgiebt. Nach dem Überschreiten des Kammes weht der Föhn im oberen Teile des Thales als kalter trockener, im unteren als warmer und trockener Wind. Seine Richtung hängt von der Form und

dem Verlauf der Thäler ab, die oberen Wolken ziehen indessen stets der Windrose entsprechend.

Bekanntlich wehen die Winde auf der nördlichen Halbkugel in Spiralen um ein barometrisches Minimum herum und zwar in dem Laufe eines Uhrzeigers entgegengesetztem Sinne. Schneidet nun ein Gebirgszug die südliche Hälfte eines solchen Cyklons, so wird der Föhnwind aus südlicher Rich-

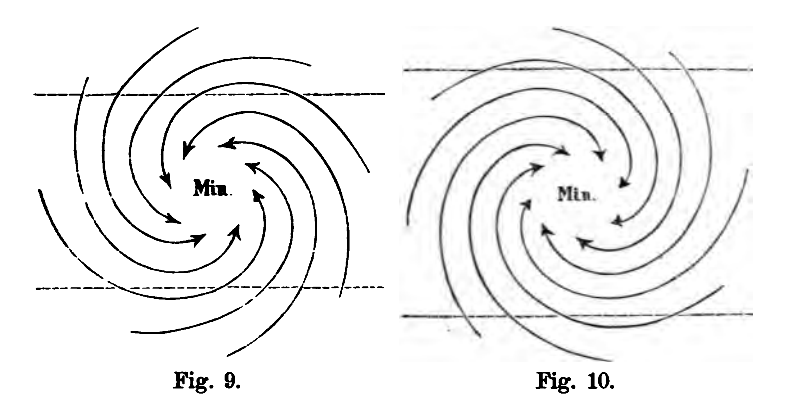


Fig. 9. Fig. 10.

tung in den nördlich vom Kamme gelegenen Thälern wehen, während er, wenn der Gebirgszug nördlich vom Minimum liegt, in den Südthälern aus N. und NO. bläst (Fig. 9). Auf der südlichen Hemisphäre ist es umgekehrt. Hier wehen die Winde um ein barometrisches Minimum im Sinne des Zeigers einer Uhr. Je nach der Richtung des Gebirgszuges wird also der Föhn bald aus nördlicher (NW.—NO.), bald aus südlicher Richtung wehen (Fig. 10).

Bei Berücksichtigung des vorherrschenden Zuges der barometrischen Minima wird uns jetzt das Verständnis der Richtung des Föhns in den verschiedenen Gebirgen keine Schwierigkeit machen. An der Westküste von Grönland bilden sich sehr häufig barometrische Minima. Die Folge davon ist, dafs von den 1500—1800 m hohen Gletscherfeldern des Innern der Wind aus östlicher Richtung herabweht und sich in die Thäler stürzt. Rink sagt darüber Folgendes: „Jeder Wind bringt Kälte aufser dem Südost (oder auch Ost). Dieser Wind führt beständig Wärme mit sich, er kann in jedem Monat auf der ganzen Küste eintreten. Im Winter macht er oft die Temperatur um 25° C. steigen. Er scheint vom Atlantischen Meere herzukommen. Ehe er einfällt, sinkt das Barometer stark bis auf 730 mm; wenn es noch tiefer,

auf 725 mm, fällt, so kann man orkanartigen Wind erwarten. Dieser Wind dauert dann 2—3 Tage, mit ihm wird die Luft mehr und mehr trocken, d. h. die Wolken lösen sich auf infolge der Wärme. Die nasse Thermometerkugel zeigt eine Differenz von 4—5° C., und der Schnee verdunstet sichtbar. Bemerkenswert ist, dafs diese plötzliche Temperaturerhöhung um 25° C. (z. B. auf 0° C.) ebenso erschlaffend und abstumpfend wirkt, wie eine übertriebene Sommerwärme in den niederen Breiten. Am 24. November 1875 wehte in Upernivik, fast unter dem 73. Breitengrade, ein Föhn, während dessen die Temperatur auf 10° C. stieg, während die Durchschnittstemperatur des November — 15° C. beträgt. Derselbe herrschte im ganzen westlichen Teile von Grönland 18—20 Tage und steigerte die Temperatur im Süden durchschnittlich um 8° C., im Norden um 15° C. über das Mittel.“ Auch die neueren Reisenden berichten uns über die Föhnwinde in Grönland, ebenso sind in Island solche beobachtet und beschrieben worden.

Admiral von Wrangell schildert föhnartige Winde in der Umgebung von Nischne Kolymsk im Kolymathale in Sibirien (69.° nördl. Br.) mit folgenden Worten: „Es herrscht zuweilen ein besonders durch seinen Einflufs auf die Temperatur ausgezeichneter Wind. Wenn derselbe plötzlich einfällt, steigt dieselbe selbst im Winter aufserordentlich, von 37° Kälte auf 6° Wärme. Selten dauert derselbe länger als 24 Stunden.“ Und weiter beschreibt derselbe einen Südostwind: „Dieser Wind herrscht gewöhnlich im Herbst und Winter und wird wegen seines grofsen Einflusses auf die Temperatur warmer Wind genannt. Sobald er weht, erhebt sich die Temperatur von 30° Kälte auf mehrere Grade Wärme. Das Barometer fällt regelmäfsig gleichzeitig um ungefähr 10 mm in einem Zeitraum von 8 Stunden. In der Ebene und in dem Thale des Anjui ist die Wirkung des Windes am deutlichsten fühlbar.“ Der Anjui, ein rechtsseitiger Nebenflufs des Kolyma, entspringt einem Gebirge, welches 1000 m Höhe erreicht.

Wir wissen ferner, dafs die barometrischen Minima, die sich auf dem Atlantischen Ozean bilden, vorwiegend an der Küste von Norwegen entlang ziehen und infolgedessen wehen auch dort heftige Föhnwinde von der Ostseite her.

Im Harz und im Thüringer Wald sind zuerst von Afsmann föhnartige Winde an der nördlichen Gebirgsseite beobachtet. Am 1. Januar 1883 fiel das Barometer im nördlichen Deutschland im Laufe des Tages fast um 10 mm, während es in Süd- und Mitteldeutschland um einige Milli-

meter stieg. Die nach dem Minimum wehenden südlichen Winde senkten sich nun, sobald sie das Brockenfeld überschritten hatten, schnell in die Ebene und erwärmten sich infolgedessen. Am Abend wehte der Wind aus SW. in Nordhausen mäfsig, auf dem Brocken stark und in Wernigerode stürmisch. In Nordhausen (222 m) betrug die Temperatur 7,5° C., auf dem Brocken 5,5° C., in Wernigerode (232 m) 13,5° C. Auf der Südseite des Harzes und auf dem Brocken fiel ziemlich starker Regen. In Andreasberg herrschte morgens Windstille, gegen Abend erhob sich starker Wind, der am nächsten Morgen in Sturm überging. Wir steckten den ganzen Tag in Nebel oder vielmehr in Wolken, deren unterer Rand bis zu 500 m tief hinabreichte. Während wir dies schreiben, weht umgekehrt ein ziemlich heftiger Föhnwind aus östlicher Richtung, der allerdings, da wir nahe unter dem Kamm des Gebirges liegen, recht empfindlich kalt weht. In Norddeutschland steht das Barometer sehr hoch, in Süddeutschland um 4—5 mm niedriger.

In den Alpen weht der Föhn am heftigsten an der Nordseite von Genf bis nach Salzburg, doch tritt er auch weiter im Osten mit ziemlicher Heftigkeit auf. Er wirkt hier sehr erschlaffend auf den Körper, und es wird in vielen Thälern das Feuer im Ofen und Herde gelöscht, um gröfseres Brandunglück zu verhüten. Der Schnee schmilzt unter seiner Einwirkung sehr schnell.

Am 4. Januar 1877 betrug die Temperatur (T.) und relative Feuchtigkeit (F.) in:

	7 a. m.		1 p. m.		9 p. m.	
	T.	F.	T.	F.	T.	F.
Davos . . .	0,5	52	7,0	44	3,5	51
Glarus . . .	15,6	22	15,3	33	15,6	26
Altdorf . . .	13,0	26	14,2	30	13,8	32
Zürich . . .	1,6	89	6,4	67	5,0	75

Am 9. Januar hatte Davos eine Temperatur von 7,0° C., Glarus 17,0° C. und Basel nur 11,0° C., während in Oberitalien das Thermometer zwischen 4—8° C. schwankte und selbst in Sizilien nie eine Morgentemperatur von 15—16° C. beobachtet wurde, wie sie für Glarus notirt ist.

Für Bludenz hat man für einen 10jährigen Zeitraum die Zunahme der Wärme und die Abnahme der Feuchtigkeit an den Föhntagen zusammengestellt und es ergiebt sich daraus, dafs die Temperatur durchschnittlich um 8,2° C. steigt, während die Feuchtigkeit um 30% fällt. Der Unterschied zwischen der südlich gelegenen Alpenkette und Bludenz beträgt im Mittel 1500 m.

Am 31. Januar und 1. Februar 1869 wehte in der nördlichen Schweiz gleichfalls ein Föhn, bei dem sich die Witterungsverhältnisse folgendermafsen gestalteten. Es betrug in:

	Seehöhe m	Temperatur °C.	Relative Feuchtigkeit %
Bellinzona . .	229	3.0	80
San Vittore . .	268	2,5	85
Airolo	1172	0,9	—
St. Gotthard .	2100	— 4,5	—
Andermatt . .	1448	2,5	—
Altdorf . . .	454	14,5	28

Die Anzahl der Föhntage beträgt für den nördlichen Teil der Schweiz durchschnittlich 32—40 Tage im Jahre, und zwar sind dieselben im Sommer seltener, in den kühleren Monaten häufiger.

Zum Beweise, dafs auch der östliche Teil der Alpen Föhnwinde hat, dienen die nachfolgenden Angaben. Am 15. und 16. Oktober 1885 wehte in dieser Gegend vom Kamme des Gebirges herab ein heftiger Wind, wobei folgende Temperaturen beobachtet wurden in:

	Seehöhe	15. Oktober 1885			16. Oktober 1885		
	m	7 a.m.	2 p.m.	9 p.m.	7 a.m.	2 p.m.	9 p.m.
Zell am See .	754	6,0	13,0	20,1	14,1	19,2	13,0
Rauris	912	4,8	15,5	19,0	14,1	18,4	13,0
Ischl	467	11,4	23,0	24,6	20,0	23,6	13,6
Kremsmünster	384	10,4	18,6	15,5	14,4	22,3	18,2

Die auf der Südseite der Alpen vorkommenden Föhne sind wegen der geringeren vom Mittelmeere ausgehenden Minima im Luftdrucke seltener und weniger heftig, indessen tragen auch sie deutlich die oben angegebenen Merkmale des Föhn. So beobachtete Prof. Wolf in Brixen einen Nordföhn und während desselben folgende meteorologische Daten:

	Temperatur			Rel. Feuchtigkeit		
	7 a.m.	2 p.m.	9 p.m.	7 a.m.	2 p.m.	9 p.m.
25. Dezember 1883	—3,8	5,9	10,0	100	37	61
26. „ „	8,4	15,2	3,7	61	33	73

	Wind		
	7 a.m.	2. p.m.	9 p.m.
25. Dezember 1883	C.	N 4	N 2
26. „ „	N 4	N 4	C.

Derselbe Föhn wurde von **Daimer** in Taufers beobachtet.

In den übrigen europäischen Gebirgen, die ja fast ausschliefsich in west-östlicher Richtung ziehen, treten auch die Föhnwinde vorwiegend an der nördlichen Seite in Form von Süd- und Südweststürmen auf, so in den Pyrenäen, den transsylvanischen Alpen. Im Kaukasus, der das Meer zu beiden Seiten hat, kann der Föhn zu beiden Seiten gleich deutlich auftreten, nicht blofs an der Südseite, wo er als trockener, warmer Ostwind weht, So erlebte Kiefer in Temir-Chan-Schurá im nördlichen Kaukasus in einem 5jährigen Zeitraume mehrere Föhnwinde, wie sich aus folgenden meteorologischen Angaben zeigt. Er notirte:

	7 a. m.	1 p. m.	9 p. m.
17. Jan. 1881:	0,3 (C.)	12,5 (S. 1)	18,2 (S. 6)
18. „ „	−1,2 (NW. 10)	−3,4 (NW. 20)	−6,2 (C.)
14. Jan. 1884:	0,4 (C.)	10,1 (SO. 2)	14,6 (SO. 4)
15. „ „	2,3 (C.)	0,1 (NNW. 2)	−2,2 (NNW. 2)
16. „ „	−2,5 (C.)	−1,1 (O. 2)	−0,7 (O. 2)
22. Nov. 1884:	3,2 (SW. 4)	8,8 (SW. 2)	16,6 (SW. 4)
23. „ „	6,2 (WSW. 1)	6,4 (NW. 10)	1,4 (N. 1)
24. „ „	−2,8 (C.)	0,2 (SW. 2)	2,6 (SO. 6)

Im Elbrusgebirge am Südende des Kaspischen Meeres weht der Föhn wieder von Süden her. Auf der Südinsel von Neuseeland weht derselbe Wind aus nordwestlicher Richtung.

Das ausgedehnteste Gebiet, über welches Föhnwinde herrschen, ist nach den bisherigen Berichten im Felsengebirge zu suchen. Hier sind dieselben unter dem Namen Chinookwinde bekannt und treten als warme, trockene West- und Nordwinde in den nordwestlichen Staaten von Nordamerika, an der Ostseite des Felsengebirges auf. Der Westwind, der an der kalifornischen Seite des Gebirges als warmer feuchter Wind weht, ist an der Ostseite durch sehr grofse Trockenheit ausgezeichnet. Die relative Feuchtigkeit sinkt unter 20%, der Schnee schmilzt sehr schnell, oder vielmehr er verdunstet hauptsächlich, denn er verschwindet, ohne dafs viel Schneewasser zurückbleibt. Das Gebiet, in dem er vorkommt, ist sehr ausgedehnt und erstreckt sich über 15—20 Breitengrade.

In der Sierra Nevada de Santa Marta, deren höchster Punkt über 5000 m hoch ist, wehte während der Reisen des Dr. W. Siewers in dem Thale des Rio Cesár, der einen südwestlichen Lauf hat, in der Zeit vom 24.—29. März ein heftiger Föhnwind. Siewers sagt darüber: „Die Temperatur war während dieses aus NO. wehenden Windes gestiegen und die Abkühlung, welche am 23. März abends ein schweres

Gewitter gebracht hatte, verschwand vor der sengenden Glut dieses Windes. Noch in den Nachmittagsstunden des 29. März erhielt sich die Temperatur auf 34° C. Auch in Las Minas bei Camperucho hatte ich Anfang Februar einen heifsen Wind bemerkt, welcher von Osten und Nordosten kommend, das Thal des Rio Cesár hinabwehte und mit seinem glühenden Hauch alles verdorrte. Das Thermometer stand während dieser Zeit dauernd auf 32—35° C. und fiel selbst abends 6 Uhr nur auf 34° C. Der Wind schien sich täglich während der Mittagsstunden zu erheben und gegen Abend aufzuhören. In der Nacht folgte dann eine Abkühlung um volle 10° C., eine in den Tropen selten hohe Differenz. Es scheint, als ob dieser Wind das ganze Cesárthal herabkommt und je mehr er von NO. gegen SW. vorschreitet, desto heifser wird. Ob das der Nordostpassat ist, dürfte fraglich erscheinen; vielleicht verliert derselbe an dem Waldgebirge von Treinta seine Feuchtigkeit und betritt als trockener und dörrender Wind das Cesárthal, von dessen sengender Glut schon die ältesten Konquistadoren berichten."

Auch von den Hochebenen der Kordilleren, der Puna, erwähnt Tschudi warmer Luftzüge, die eine um 13—14° C. höhere Temperatur hätten.*)

Aus dem, was wir oben über die Regenverhältnisse der Gebirge und der Luv- und Leeseite und später über die Windstärke gesagt haben, geht hervor, dafs die Seite des Gebirges, welche dem vorherrschenden Winde zugekehrt liegt, die stürmischste ist, die Leeseite dagegen die ruhigere. Sehr deutlich zeigt sich dies, wenn wir aus den von Mohn gegebenen Tabellen die westlich und östlich gelegenen Stationen Norwegens miteinander vergleichen. Es haben auf 1000 Tage überhaupt die östlich gelegenen Stationen 5 mal mehr windstille Tage, als die westlichen. Im speziellen haben die drei Stationen an der Westküste:

	Seehöhe m	Calmen
Aalesund . .	14	115
Ona	15	134
Christiansund .	22	94

*) Wir könnten hier noch auf die saugende und pressende Kraft des Windes, wenn derselbe gegen eine Felswand oder einen Engpafs bläst, eingehen, diese Modifikationen besitzen aber, wenn überhaupt, nur ein sehr geringes klimatologisches Interesse.

Dagegen die drei Stationen der östlichen Teile Norwegens:

	Seehöhe m	Calmen
Dover . . .	19	510
Tönset . . .	5	587
Röros . . .	12	504

Es folgt weiter aus dieser Betrachtung, dafs für jeden Wind die Bewölkung dort am stärksten ist, wo der Wind das Gebirge trifft, während sie an der entgegengesetzten am geringsten ist.

Über die Änderungen der atmosphärischen Elektrizität mit der Höhe liegen uns bisher wenig Beobachtungen vor, und diese wenigen Beobachtungen ergeben nicht genügende Übereinstimmung, um daraus allgemein giltige Gesetze ableiten zu können. Nach den Beobachtungen, die im Gebiete der deutschen Reichstelegraphie angestellt sind, treten die Gewitter nicht nur in der heifsesten Jahreszeit auf, sondern es ist auch die heifseste Tageszeit die gewitterreichste. Den täglichen Verlauf anlangend, so zeigt sich an demselben ein doppeltes Maximum und zwar ein kleineres gleich nach Mitternacht und ein erheblich gröfseres in den ersten Nachmittagsstunden, meist gegen 3 Uhr. In den Gebirgen sind die Gewitter im allgemeinen häufiger und sie treten namentlich in den tropischen Gebirgszügen mit einer fast ausschliefslichen Regelmäfsigkeit auf.

Juan und Ulloa sagen von den Anden bei Quito: „Das Land könnte in Hinsicht auf das Klima für das glücklichste gelten, wenn nicht die Gewitter und die Erdbeben wären. Jeden Tag, mit wenigen Ausnahmen, ist den ganzen Morgen hindurch aufserordentlich schönes Wetter mit reinem Himmel und glänzendem Sonnenschein; aber nachher beginnen Dünste aufzusteigen, dunkle Wolken ziehen auf und entleeren furchtbare Blitze (die aber selten Schaden anrichten) mit Strömen von Regen, so dafs die Strafsen wie Bäche überlaufen. Diese Scene dauert fast bis Sonnenuntergang. Dann klärt sich der Himmel auf und das Wetter wird wieder schön, wie am Morgen. In diesem regelmäfsigen Vorkommen der Gewitterschauer können Ausnahmen eintreten; zuweilen dauert der Regen die Nacht durch oder mehrere Tage oder auch die Gewitter bleiben acht Tage ganz aus; jedoch diese Ausnahmen beider Art fallen nur etwa auf ein Fünfteil der Tage im Jahre.“

Von den Anden in Ecuador berichten uns Humboldt und Bonpland, dafs, wenn man von der Meeresfläche auf-

wärts steigt, man die allmähliche Zunahme der elektrischen Spannung bemerken könne. In den unteren Regionen der Äquatorialzone, bis zu 2000 m, sind die tieferen Schichten der Luft wenig elektrisch geladen, kaum findet man Zeichen davon nach 10 Uhr morgens. Das ganze Fluidum scheint in den Wolken angesammelt, und dies verursacht häufige elektrische Entladungen, periodisch, meist 2 Stunden nach Kulmination der Sonne, während der höchsten Hitze und während das Barometer auf seinem täglichen Minimum steht. Zwischen der Höhe von 1700—2000 m sind in den Anden die stärksten elektrischen Entladungen, über 2000 m sind sie weniger häufig und weniger periodisch, aber es bildet sich dort viel Hagel, zumal in 3000 m Höhe, indem die Luft dort häufig und für längere Zeit negativ elektrisch geladen wird. Über 3400 m sind die Explosionen sehr selten. Die Luftschichten in der Nähe der Hochgipfel der Anden haben fortwährend eine elektrische Spannung. Die Hochebene zwischen der östlichen und westlichen Kordillere, die Puna, die durchschnittlich 4000 m hoch ist, hat fast das ganze Jahr hindurch unter den kalten West- und Südwestwinden zu leiden, die von den beeisten Kordilleren herabwehen und während 4 Monate der Sonnenhöhe täglich Gewitter mit Regen und Schneegestöber bringen. In La Paz erheben sich nur im Sommer, von November bis Februar, die Wolken hoch genug, um über die Ostkette der Anden zu gelangen. Dann sind die Tage ziemlich warm mit Gewittern des Mittags, die übrigen acht Monate ist die Luft so trocken, dafs alles einschrumpft, was Wasser enthält.“

Tschudi schildert die Gewitter der Punaregion von Peru folgendermafsen: „Kalte West- und Südwestwinde wehen den ganzen Tag mit gleichmäfsiger Stärke, besonders aber während der Monate September bis Mai. Furchtbare Gewitter entladen sich um diese Zeit beinahe täglich auf diesen Höhen. Ihre Heftigkeit übersteigt jede Vorstellung, die man sich davon machen kann, wenn man nicht selbst Augenzeuge von diesen schauerlichen Naturschauspielen gewesen ist. Während 4 Monaten beginnen sie zwischen 2 und 3 Uhr nachmittags mit einer merkwürdigen Pünktlichkeit und dauern bis 5 oder $^1/_2$6 Uhr abends. Während eines mehrjährigen Aufenthaltes in diesen Höhen habe ich nie einen Gewittersturm nach 6 Uhr abends beobachtet, während dieselben in der Waldregion hauptsächlich nur des Nachts eintreten. Nach dem Gewitter folgt gewöhnlich ein Schneegestöber, welches bis gegen Morgen andauert.“

Rosenberg äufsert sich über die Niederschläge in dem 700 m hohen, in einem Thale am Westabhange gelegenen Padang folgenderweise: „Den ganzen Morgen ist heiteres Wetter und bemerkt man nur einzelne Wölkchen. Gegen Mittag ballen sich dieselben mehr und mehr zu Cumuli zusammen, bilden, sich tiefer und tiefer senkend, Cumulo-stratus, die in Stratus übergehen und sich am Nachmittage in einem Regengufs auflösen. Gegen Abend wird dann die Luft wieder rein.“

Junghuhn beschreibt die Bildung der Gewitter auf Java für das Hochplateau von Badang (700 m), das rings von Bergen mit einer Höhe von 2000—3000 m umgeben ist, mit folgenden Worten: „Über dem mittleren Teile des Plateau selbst bleibt es heiter bis auf vereinzelt schwimmende weifse Cumuli, aber die erhitzte Luft hat einen geringen Grad von Durchsichtigkeit, sie ist weifslich wolkig getrübt. An den Bergen hingegen, welche dem feuchteren nördlichen Küstenstriche am nächsten liegen, bilden gegen 2 Uhr die Cumulo-stratus-Wolken schon eine einzige zusammenhängende Decke, die in der Nähe der Gebirge immer düsterer und dunkler wird, bis um 3 oder 4 Uhr, an den Berggehängen schon um 2 Uhr, der rollende Donner die elektrischen Entladungen verkündet.“ Woeikoff sagt bei Besprechung des Regenreichtums von Buitenzorg (265 m), dafs wohl das Aufsteigen der Luft seine Ursache sei, aber nicht sowohl das Aufsteigen der Luft des NW.-Monsums, sondern die aufsteigende Bewegung, welche durch die Erwärmung der Bergseiten am Tage bewirkt wird. Dazu dringt in trockenen Monaten der Nordküste der Seewind am Tage hierher, nimmt noch Wasser durch Verdunstung in den Reisfeldern auf und steigt dann auf längs der bewaldeten feuchten Abhänge der Berge, sich in heftigen Gewittern entladend. In Buitenzorg ist fast jeder zweite Tag ein Gewittertag, am häufigsten sind sie in den Übergangszeiten der Monsume, wenn im allgemeinen schwache veränderliche Winde wehen.“

Auch in dem Felsengebirge, den Alpen und anderen Höhenzügen wiederholen sich die Gewitter tagelang regelmäfsig nachmittags. Wir haben hier vielfach Gelegenheit gehabt, abgesehen von den allgemeinen, den ganzen Nordwesten Deutschlands heimsuchenden ausgedehnten Gewittern die Bildung lokaler Gewitter zu beobachten. An klaren, heiteren und windstillen Tagen bildet sich, etwa 10—12° in südwestlicher Richtung vom Zenith ein dunkel blaugraues Wölkchen, das im Gesichtsfelde kaum eine Ausdehnung von 5°

hat. Die ersten Spuren desselben zeigen sich meistens morgens gegen 11 Uhr, es steht unverrückt fest, vergröfsert sich aber von Viertelstunde bis Viertelstunde zusehends. Der übrige Teil des Himmels ist fast heiter oder zeigt nur vereinzelte Cumuli, die aber durchaus nicht die Merkmale der elektrischen Spannung an sich tragen. Hat die Wolke eine Ausdehnung von 30—40° erhalten, so tritt eine Entladung derselben unter heftigen Blitzen und Donnern ein, und es fallen vereinzelte grofse Regentropfen, oft so wenig, dafs der Regenfall am Regenmesser nicht nachzuweisen ist. Dieser Vorgang wiederholt sich mehrere Tage hindurch. Das Radiationsthermometer zeigt meist sehr hohe Temperaturen der Sonnenwärme, 50—62° C. Abgesehen von diesen rein lokalen elektrischen Entladungen treten Nachmittagsgewitter mit einer fast unfehlbaren Regelmäfsigkeit auf, wenn es am Tage vorher oder in der Nacht geregnet hat und die Sonne warm auf den feuchten Erdboden scheint. Auf der Schneekoppe sind nach Reimann die meisten Gewitter nachmittags 6 Uhr, fast die Hälfte von allen Gewittern überhaupt.

In grofsen Höhen (2000 m) nimmt, wie wir aus den Schilderungen der Reisenden gesehen haben, die Gewitterbildung wieder mehr ab wegen der gröfseren Trockenheit der Luft, über 3400 m Höhe sind Gewitter sehr selten. Dagegen nimmt die Spannungselektrizität in der Erde bedeutend zu. Bei jeder Reibung äufsert sich dieselbe, in den höheren Bergen (5000 m) selbst bei Schneefall, der mit deutlich wahrnehmbarem Knistern verbunden ist, und in Leh giebt der menschliche Körper, wenn er in ein Schaffell gehüllt wird, bei Berührung mit einem Leiter starke Funken und empfindliche Schläge.

Prof. Smith fand durch Beobachtung auf dem Dodabetta (2660 m), dafs die atmosphärische Elektrizität eine deutlich ausgesprochene tägliche Periode hat. Das Maximum derselben fiel mit dem Maximum der höchsten Temperatur nahe zusammen. Es ergab sich ferner, dafs die Spannung geringer als normal ist, wenn sich der Nebel zerstreut, gröfser, wenn er sich verdichtet.

Auf dem 3300 m hohen, ziemlich isolirten Lone Mountain in Montana wurden, beim Vorbeiziehen eines Gewitters sehr stark elektrische Erscheinungen beobachtet. Die Instrumente und das vulkanische Gestein summten und erstere entluden sich bei Berührung, das Haar knisterte und sträubte sich auf dem Scheitel, wobei ein Stechen gespürt wurde. Ein Schlag wurde gefühlt, sobald die Hand mit dem Kopf in Berührung kam.

Auch auf dem Blue-Hill-Observatorium ergab sich nach Mc. Adie eine hohe elektrische Spannung selbst bei vollständig klarem und wolkenlosem Himmel.

Auf dem Sonnblick wurden von Obermayer ähnliche Erscheinungen beobachtet, wie sie vom Lone Mountain beschrieben sind.

Nach Prof. Palmieri ist dagegen die elektrische Spannung der Luft in der Höhe geringer, wie in der Ebene.

Am Schlusse unserer Besprechung der physikalischen Eigenschaften der Höhenluft haben wir noch kurz einer Erscheinung zu gedenken, die unseres Wissens in medizinischen Klimatologieen bisher wenig oder gar nicht erwähnt ist, der Abnahme der Schwere. Dieselbe nimmt in der freien Atmosphäre weit schneller ab, wie an Bergabhängen. Wir wollen uns hier nicht auf eine Ableitung der Formeln einlassen, sondern nur kurz erwähnen, dafs die Schwere bei Erhebung in der freien Atmosphäre nach folgender Formel abnimmt:

$$g' = g\,(1 - 0{,}000\,000\,313\,96\ h),$$

während sie auf einem Berge nach der Gleichung:

$$g' = g\,(1 - 0{,}000\,000\,196\,22\ h)$$

sich berechnet. In beiden Gleichungen ist h die Höhe, g, wie bekannt, die Schwere an der Erdoberfläche und g' die Schwere in der Höhe h.

Druck von Leonhard Simion, Berlin SW.






Pamphlet
Binder
Gaylord Bros., Inc.
Makers
Stockton, Calif.
PAT. JAN. 21, 1908
I792
L15
1889
Ladendarf, A.
Das Höhenklima.
62638
NAME
DATE DUE

